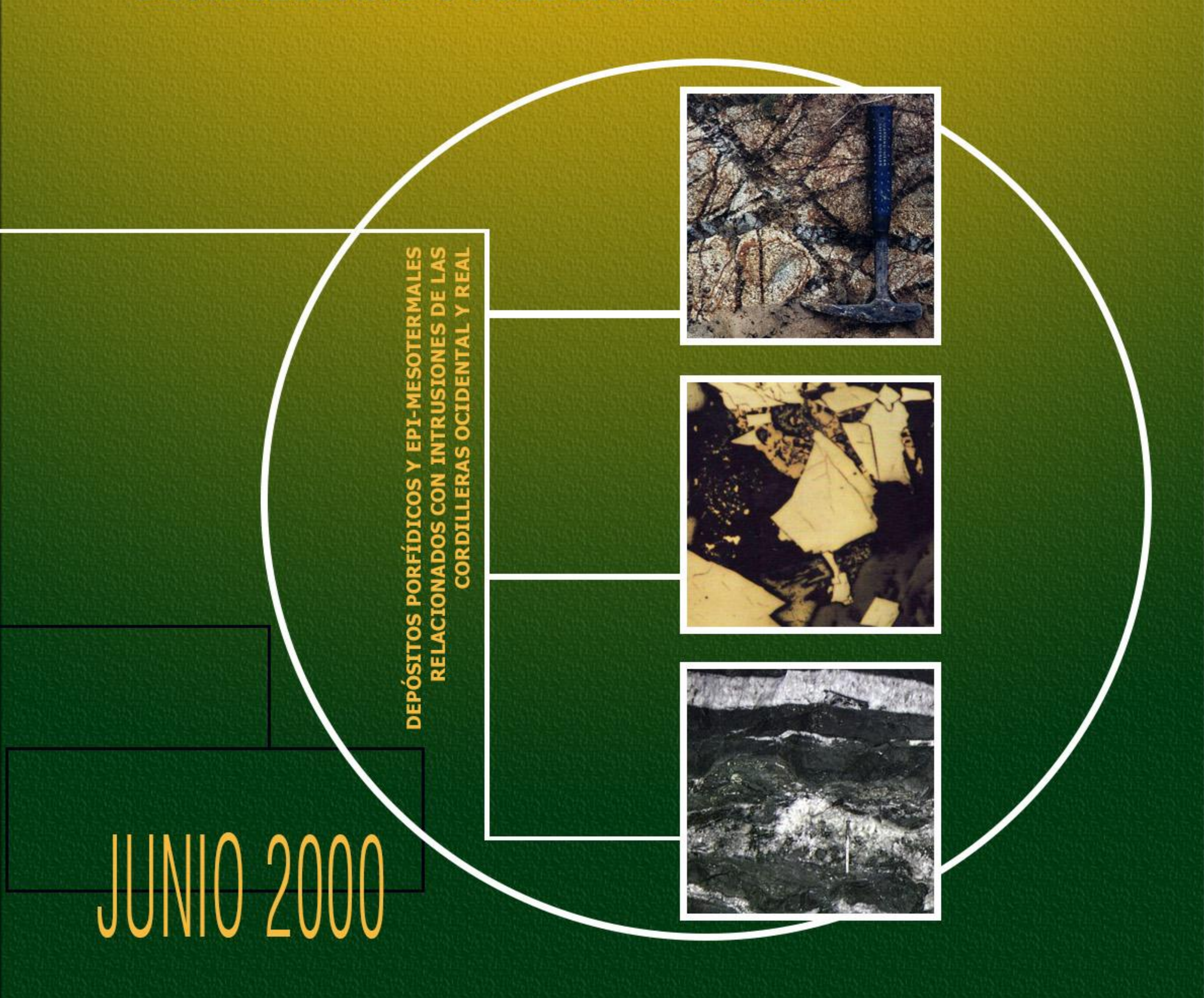
Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LAS CORDILLERAS OCCIDENTAL Y REAL



Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS

Subsecretaria de Minas

Dirección Nacional de Geología

PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL

DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LAS CORDILLERAS OCCIDENTAL Y REAL

JUNIO 2000











PATRI MATRIQUE

EVALUACIÓN DE DISTRITOS MINEROS DEL ECUADOR. (Colección)

DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LAS CORDILLERAS OCCIDENTAL Y REAL. VOL. 4

PRODEMINCA, realiza esta publicación que reproduce el informe presentado por British Geological Survey (BGS), bajo el mismo nombre.

Quienes necesiten conocer información adicional pueden consultar la base de datos que mantiene la Dirección Nacional de Geología (DINAGE) en el Ministerio de Energía y Minas

1SBN-9978-41-370-7 (colección)
ISBN-9978-41-371-5 (volumen)

Publicado por:
*UCP PRODEMINCA Proyecto MEM BIRF **36-55** EC.*

Quito Junio del 2000
1ra. edición
Impreso en Ecuador.

Diseño de Portada y Diagramación Interior: Ajedrez Estudio Gráfico
Impresión: Noción

STALYN PAUCAR

EDICIÓN 2025

PRODEMINCA (2000) *Depósitos Porfídicos y Epi-mesotermales relacionados con Intrusiones de las Cordilleras Occidental y Real* (Stalyn Paucar, Ed., 2025), Volumen 4. Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador. Quito-Ecuador.

0[0] Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

- POTENCIAL MINERO METÁLICO Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN
- DEPÓSITOS EPITERMALES EN LA CORDILLERA ANDINA
- SULFUROS MASIVOS ALOJADOS EN VOLCANITAS
- DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LAS CORDILLERAS OCCIDENTAL Y REAL
- DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LA CORDILLERA DEL CÓNDOR

SISTEMAS PORFÍDICOS Y DEPÓSITOS RELACIONADOS CON INTRUSIONES

DISTRITO IMBAOESTE

DISTRITO AZUAY

CAMPO MINERAL PONCE ENRÍQUEZ

CHIMENEAS DE BRECHAS EPI-MESOTERMALES DE ORO-POLIMETÁLICAS CON TURMALINA: CINTURÓN TRES CHORRERAS-LA PLAYA

CINTURÓN COLLAY-SHINCATA: MINA PEGGY

MODELOS Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN

El Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA) es el principal esfuerzo del Gobierno Ecuatoriano para el sector, ejecutado desde 1995 por el Ministerio de Energía y Minas (MEM), a base del préstamo 3655 EC del Banco Mundial y con asistencia técnica de Gran Bretaña y Suecia. PRODEMINCA tiene por objetivo fundamental impulsar el crecimiento sostenido de la actividad e inversión minera en el Ecuador, a partir del empleo de tecnologías limpias que aseguren la protección del medio ambiente con modernos métodos de información geológica, un catastro minero completo y actualizado y el fortalecimiento institucional y normativo de esta actividad en el país

Para el efecto, ha trabajado en cinco componentes de fortalecimiento legal e institucional, logrando la emisión de los reglamentos Ambiental para actividad minera y de Seguridad e Higiene Minera, e importantes reformas en las Direcciones de Minería y de Geología (DINAMI y DINAGE), así como la creación de las Unidades Ambiental Minera y de Soporte a los Sistemas Informáticos (UAM y USSIM)

También ha trabajado en ocho componentes técnicos que incluyen monitoreo y remediación ambiental en las zonas de pequeña minería al sur de Ecuador, Programa de Información y Cartografía Geológica de la Cordillera Occidental que ha entregado nueva información geológica, geoquímica de 36 elementos y de geofísica sobre casi 40000 km^2 de los Andes ecuatorianos y sistemas de información computarizada que incluyen catastro minero y manejo de datos de proyectos anteriores, en forma gráfica y textual que pueden ser consultados a través de la página web y de las entidades mencionadas antes

La Evaluación de Distritos Mineros, que se presenta en esta edición, es un esfuerzo por caracterizar los principales tipos de depósitos minerales que se tiene en el Ecuador, con miras a contribuir a una mayor exploración de nuestros recursos. Considerando la gran biodiversidad del Ecuador, se incluyen capítulos ambientales y socioeconómicos tanto en el manual de exploración como en el Volumen 1, que sintetiza los otros cuatro volúmenes

Considerando que existe escasa bibliografía nacional en aspectos geológico-mineros, se ha publicado esta serie que esperamos contribuya a un mejor conocimiento de los recursos de nuestro país

1 2 3 4 5

Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

ÍNDICE

FIGURAS

TABLAS

FOTOS

PREFACIO

Los esfuerzos por conocer mejor los recursos minerales del Ecuador deben difundirse de la mejor manera, incrementando la escasa bibliografía existente sobre aspectos geológicos y mineros. Por esta razón, se presentan los cinco volúmenes y el Manual de Exploración que sintetizan el estudio realizado por BGS y DINAGE, como parte del PRODEMINCA.

Los cinco tomos pueden ser leídos en forma secuencial, o por separado. Cada uno contiene información específica sobre diferentes tipos de yacimientos reconocidos en el Ecuador. Así, el volumen 2 se refiere a Depósitos epitermales de la Cordillera Occidental, el volumen 3 a Sulfuros masivos alojados en volcanitas, el volumen 4 trata sobre depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones de la Cordillera Occidental y Real, el volumen 5 hace mención a los depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones de la Cordillera del Cóndor, El volumen 1 es una evaluación de los distritos minerales del Ecuador, potencial de minerales metálicos y guías de exploración, y contiene un breve análisis socioeconómico, ambiental y legal relacionado con los depósitos estudiados.

Estos estudios constituyen un aporte al conocimiento minero del país. Cada uno de los campos minerales son descritos en detalle, cubriendo todos los aspectos que permiten estimar el potencial mineralógico del sector. De esta forma se describe en detalle el ambiente tectónico regional y local, las litologías dominantes, los rasgos estructurales y la mineralización metalífera. Cada capítulo se complementa con gráficos y fotografías.

Para ilustrar cada caso, los autores han seleccionado depósitos ubicados, en lo posible, en ambientes diferentes; así para exponer el caso de los yacimientos epitermales de alta sulfuración, se mencionan Quimsacocha y el Mozo. Para el mismo tipo de yacimiento, pero de baja sulfuración se cita como referentes los depósitos de Beroen y Gañarín. Los sulfuros masivos alojados en volcanitas tienen su expresión en los depósitos de La Plata y Guarumales y como prototipos de los depósitos porfídicos se acude a Gaby-Papa Grande, Chaucha, Junín y San Carlos. No podía faltar en la lista los yacimientos de Zaruma-Portovelo como ejemplos de un sistema de vetas epi-mesotermales relacionado con intrusiones, igual que los campos mineros de Bella Rica y San Gerardo. Como casos de yacimientos de skarn se alude a Nambija y como yacimientos de chimeneas de brechas mesotermales los depósitos confinados en la franja Gañarín.

Cada depósito es ubicado con base en los datos obtenidos en el Programa de Información y Cartografía Geológica (PICG) de la Cordillera Occidental y a la información aportada por empresas concesionarias. La información regional permite elaborar y presentar modelos que expliquen la génesis, la geometría del yacimiento y la química del sistema, tomando en cuenta la cinemática de los esfuerzos. La información local en detalle suele ratificar los modelos descritos con datos obtenidos de los núcleos de sondeos, resultados analíticos de laboratorio y levantamientos geológicos, geoquímicos y geofísicos a escala de exploración.

Toda esta información ha sido complementada por los autores, con los generados por el empleo de nuevos instrumentos y métodos de análisis como el PIMA (Analizador portátil de luz infrarroja de minerales), la hidrogeoquímica y los análisis de lixiviación por enzimas.

Uno de los aspectos interesantes del estudio se refiere a la identificación de los halos de alteración y su relación con los modelos metalogenéticos propuestos. De hecho, algunos programas de

exploración para prospectos ubicados en las estribaciones de las Cordilleras Occidental y Real, deberían revisarse en función de las conclusiones expuestas.

Los resultados de la aplicación de los métodos mencionados están expuestos en Apéndices que no se encuentran integrados a los volúmenes, pero que se hallan a disposición de quienes deseen profundizar el tema, en las oficinas de la DINAGE y a través de la página web: www.mineriaecuador.com[1], donde también serán bienvenidos sus comentarios respecto a estas publicaciones.

Expreso el mayor agradecimiento al personal de BGS, DINAGE y a todos quienes trabajaron en este estudio, a las empresas y técnicos ecuatorianos que entregaron información, a mis compañeros que con gran paciencia leyeron una y otra vez los textos hasta lograr una mejor edición, que ahora ponemos a su consideración.

Antonio Bermeo

Coordinador General

PRODEMINCA

[1] Página web no disponible (Paucar, 2025)

RESUMEN EJECUTIVO

Este volumen describe las investigaciones sobre depósitos de pórfido y depósitos epi-mesotermales relacionados con intrusiones en los Distritos Azuay e Imbaoeste llevadas a cabo durante el período 1997-1999 bajo el proyecto PRODEMINCA, Subcomponente 3.5 - Evaluación de Distritos Mineros. La distribución de las mineralizaciones conocidas de pórfidos y epi-mesotermales, junto con los resultados de estudios multidisciplinarios en localidades escogidas, ha sido utilizada para establecer modelos descriptivos y genéticos para ambos tipos de depósitos. Basándose en las características de estos depósitos modelo se pueden reconocer grupos de datos espacialmente multivariantes y usarlos para identificar áreas prospectivas para depósitos porfídicos y mineralizaciones relacionadas con intrusiones.

Las mineralizaciones tipo pórfido y los depósitos relacionados con intrusiones de varios tipos se sabe que ocurren en todos los terrenos litotectónicos de las Cordilleras Occidental y Real del Ecuador. La generalizada presencia de mineralización metalífera relacionada con intrusiones, el enfoque de la exploración en los depósitos estilo porfídico y la mayor contribución hecha a la actual producción de oro por la explotación de las vetas epi-mesotermales y los sistemas de brechas fundamentan esta evaluación.

Han sido estudiados los siguientes depósitos porfídicos y sistemas epimesotermales relacionados del Distrito Azuay:

-Pórfido de Cu-Mo Chaucha, Campo Mineral Molleturo

-Pórfido de Au-Cu Gaby-Papa Grande, Campo Mineral Ponce Enríquez

-Depósitos epi-mesotermales Bella Rica y San Gerardo, Campo Mineral Ponce Enríquez

-Chimeneas de brechas mesotermales ricas en turmalina del Cinturón Tres Chorreras-La Playa

En el Distrito Imbaoeste los estudios se realizaron en:

-Pórfido de Cu-Mo Junín

-Sistema de vetas epi-mesotermales El Corazón

Adicionalmente se realizaron estudios comparativos breves de los sistemas epi-mesotermales relacionados con intrusiones de Zaruma-Portovelo (Subdistrito El Oro) y el cuerpo de brechas mesotermales Peggy (Cinturón Collay-Shincata).

De los tres sistemas de pórfido investigados, Chaucha está situado en el terreno predominantemente continental Chaucha, mientras que Junín y Gaby-Papa Grande están emplazados dentro del terreno oceánico Pallatanga. Chaucha y Junín son sistemas de pórfido del tipo plutónico del Mioceno Superior emplazados dentro de los batolitos calco-alcalinos Chaucha y Apuela respectivamente. Ambos sistemas están asociados con fallas de segundo orden de dirección NE. Las diferencias entre Chaucha y Junín están relacionadas principalmente con la profundidad de emplazamiento, la geometría del depósito y el calendario de los eventos.

Chaucha (tonalita-microdiorita-dacita) tiene un zonado de alteración-mineralización bien definido, aunque asimétrico desde un núcleo central estéril potásico, pasando por una zona fílica mineralizada en Cu-Mo y una subzona interior propilítica silicificada rica en pirita, hasta una zona propilítica periférica. La mineralización diseminada zonada de Cu/Fe fue establecida por un estadio hidrotermal ortomagmático de nivel profundo. Este fue seguido por un rápido levantamiento, descompresión súbita, hidrofracturación y circulación convectiva dominada por los fluidos meteóricos que ocasionaron la alteración fílica extensa, la silicificación y la mineralización en "stockwork" sobreimpuestos a la asociación ortomagmática.

Junín se emplazó a niveles hipoabisales y comprende un enjambre de diques porfídicos dacíticos a dioríticos, controlados por fallas/fracturas, de buzamiento moderado y hojas lenticulares dentro de una granodiorita encajante de grano grueso. El sistema porfídico está caracterizado por una mineralización en "stockwork" y un zonado de alteración-mineralización a gran escala, escasamente definido, dominado por alteración fílica (sericítica), fílica-argílica y silicificación más localizada con un halo periférico de propilitización. La circulación hidrotermal convectiva ha obliterado virtualmente la asociación ortomagmática hasta el límite de la perforación.

Gaby-Papa Grande son sistemas de brecha-pórfido de Au-Cu de tipo volcánico, del Mioceno Inferior, emplazados en las volcanitas máficas de la Unidad Pallatanga. Estos depósitos comprenden fases intrusivas múltiples (diorítica/andesítica a tonalítica/dacítica) texturalmente diversas que varían en forma desde jarros panzudos tempranos a tapones y diques de estadio tardío asociados con el emplazamiento de chimeneas de brechas. No hay zonado de alteración-mineralización obvio. Una alteración potásica temprana penetrativa a estructuralmente controlada ha sido sobreimpresa por la mineralización en "stockwork" de la fase principal caracterizada por alteración de Na-Ca (propilítica) y escasas vetillas bordeadas de sericita del final de la fase. Las chimeneas de brechas varían desde magmáticas pre-minerales a hidrotermales tardi-minerales. Las leyes destacadas de oro están relacionadas espacialmente con las chimeneas de brechas hidrotermales. El sector Papa Grande- Bella Rica ha descendido por la Falla Guanache, de rumbo E-W, en relación con el sector Gaby-Guadalupe, en el Norte, con el resultado de que el complejo de brecha-pórfido de Gaby está expuesto a niveles más profundos.

Los sistemas de vetas auríferas epi-mesotermales de Bella Rica y San Gerardo están alojados en bloques fallados adyacentes del Terreno Pallatanga. En Bella Rica el principal enjambre de vetas tiene rumbo NW y localmente WNW a E-W. Hay una relación espacial y genética clara con las intrusiones de pórfidos en términos de alteración-mineralización y características paragenéticas. La mineralización es predominantemente mesotermal (Au + Cu + Ag ± As ± Zn ± Pb ± Bi-Te) con características mineralógicas y texturas epitermales de espacios abiertos siendo más frecuentes en los niveles altos del sistema. La proximidad de intrusiones porfídicas al Norte y en profundidad es evidente por el metamorfismo térmico, los diques de andesita/microdiorita, los "stockworks" mineralizados y la alteración biotítica en las vetas mayores. La zonación mineral lateral y vertical (ej. pirita vs. pirrotina, contenido en turmalina, etc.) y metálica (Zn + Pb vs. Cu) puede ser relacionada también con la proximidad a la intrusión. La situación del sistema de vetas puede ser debido a una reactivación extensional de las estructuras compresivas NW-SE de Cenozoico inferior (ej. rampas de cabalgamientos de bajo ángulo) causada por un levantamiento magmático ('updoming').

La mineralización aurífera del campo minero San Gerardo está asociada con los complejos intrusivo-extrusivos dacítico-riodacíticos del Grupo Saraguro, la zona de falla rellena de serpentinita de Río Chico de rumbo NW y estructuras relacionadas. La mineralización de Au + As ± Sb comprende vetas de cuarzo-carbonato auríferas pobres en sulfuros (vetas-brecha, vetas laminadas de rotura-sellado, relleno de fisuras y zonas de "stringer"). Las vetas mineralizadas al Sur de la Falla de Río Chico están alojadas, principalmente, en cabalgamientos de bajo ángulo de dirección NNW a WNW y sus estructuras de rampa asociadas, generados durante la compresión/transpresión dextral dirigida al NE-SW. Fases extensionales regionales subsecuentes y rotación horaria del campo de esfuerzos remotos llevaron a la reactivación de estas estructuras tempranas (de movimiento lateral sinistral) y a la brechificación hidráulica bajo condiciones epitermales. En contraste con Bella Rica, San Gerardo se caracteriza por contenidos elevados de Sb y Cd, generalmente más bajos de Ag y Cu, y despreciables de Bi y Te.

Las chimeneas de brechas mesotermales, ricas en turmalina y mineralizadas con Au-Cu-Mo ± W están espacial y genéticamente relacionadas con cuerpos intrusivos subvolcánicos en zonas de falla/cizalla principales de rumbo andino. Las brechas tienen forma de chimenea y de caparazón y son en su mayoría de tipo magmático-hidrotermal. El principal grupo de chimeneas está dentro del Cinturón Tres Chorreras-La Playa que sigue el Sistema de Fallas Bulubulu. Están alojadas en las volcanitas del Grupo Saraguro y situadas a lo largo de lineamientos de falla/fractura de rumbo NW, cerca o en las intersecciones con los abanicos extensionales de fallas de rumbo SW a WSW del Sistema Bulubulu. El cuerpo de brechas Peggy está en la Zona de Cizalla de Baños, una estructura regional de rumbo NNE-SSW, y asociado con pequeñas intrusiones y diques de pórfido riolítico intensamente alterado, de edad Oligocena medio. La situación del cuerpo de brechas Peggy está relacionada con fracturas transversales de rumbo WNW.

Dado que, por definición, los depósitos descritos en este volumen, están espacial y genéticamente relacionados con intrusiones, la estructura es el control individual de situación más importante. La revisión de la tectónica regional, las épocas metalogenéticas y la situación de los depósitos de pórfidos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones, indican que éstos tienen una relación espacial con fallas de segundo orden, de rumbo NE a ENE. que bajo un régimen transpresivo dextral han actuado como extensionales. La situación específica de los depósitos está relacionada generalmente con las intersecciones con las estructuras transversales de rumbo NNW a WNW. El magmatismo y la mineralización hidrotermal asociada están, generalmente, asociados con períodos de cambio en el régimen de esfuerzos y, especialmente, con el comienzo de los episodios extensionales que siguen a los eventos compresivos.

La identificación de los ambientes estructurales favorables puede verse facilitada por el uso de las imágenes satelitales, particularmente RADARSAT, para las fallas a escala de distrito, en combinación con fotografía aérea de alta resolución para las estructuras locales. La imagen aeromagnética debería ayudar en la identificación de las discontinuidades, especialmente las fallas del basamento ocultas por una delgada cobertera volcanosedimentaria.

El instrumento PIMA ha demostrado ser una herramienta valiosa para clarificar las asociaciones de alteración en los sistemas porfídicos, y especialmente para identificar los cambios mineralógicos sutiles pero significativos y discriminar los efectos supergénicos de los hipogénicos.

Se ha visto que la hidrogeoquímica es una técnica de exploración efectiva para el reconocimiento a escala de subdistrito y los programas de seguimiento, y es recomendada como una alternativa viable, o un suplemento, de los estudios de sedimentos fluviales. A escala de prospecto, la extracción parcial por lixiviación enzimática es tan efectiva como la geoquímica de suelos convencional y puede tener aplicación en depósitos de pórfido ocultos profundamente.

Los mapas geológicos recientemente publicados y los nuevos datos geoquímicos distribuidos de la Cordillera Occidental aportan una sólida base para la identificación de ambientes metalogenéticos favorables. Los criterios claves de exploración, derivados de los modelos empíricos y genéticos desarrollados en este estudio, facilitan el reconocimiento de los blancos prospectivos dentro de los distritos, basados en la integración de la información geológica, geoquímica, mineralógica, isotópica y de ocurrencias minerales. Los resultados de este estudio indican que varias áreas son altamente prospectivas para grandes depósitos porfídicos de oro y polimetálicos.

EXECUTIVE SUMMARY

This volume describes investigations of porphyry deposits and intrusion-related epi-mesothermal deposits in the Azuay and Imbaoeste districts carried out between 1997-1999 under the PRODEMINCA Project, Subcomponent 3.5 - Assessment of Ore Districts. The distribution of known porphyry and epi-mesothermal mineralization and the results of multi-disciplinary studies at selected localities are used to establish descriptive and genetic models for both deposit types. On the basis of these model deposit signatures can be recognised in multi-variate spatial datasets and used to identify areas prospective for porphyry deposits and intrusion-related mineralization.

Porphyry-type mineralization and intrusion-related deposits of various types are known to occur within all the lithotectonic terranes of the Eastern and Western Cordilleras of Ecuador. The widespread occurrence of intrusion-related metalliferous mineralization, the exploration focusses on porphyry-style deposits and the major contribution made to current gold production from exploitation of epi-mesothermal vein and breccia systems provides the rationale for their assessment.

The following porphyry deposits and related epi-mesothermal systems of the Azuay District were studied:

-Chaucha Cu-Mo porphyry, Molleturo orefield,

-Gaby-Papa Grande Au-Cu porphyry, Ponce Enríquez orefield

-Bella Rica and San Gerardo epi-mesothermal deposits, Ponce Enríquez orefield

-Tres Chorreras - La Playa belt of tourmaline-rich mesothermal breccia pipes

In the Imbaoeste district studies were undertaken on the:

-Junín Cu-Mo porphyry

-El Corazón epi-mesothermal vein systems

In addition, comparative short studies were made of the intrusion-related epi-mesothermal systems of Zaruma-Portovelo (El Oro sub-district) and the mesothermal breccia pipe of Peggy (Collay-Shincata belt).

Amongst the three porphyry systems investigated, Chaucha is located in the dominantly continental Chaucha terrane whereas the Junín and Gaby-Papa Grande are emplaced within the oceanic Pallatanga terrane. Chaucha and Junín are late Miocene Cu-Mo porphyry systems of plutonic type emplaced within the calc-alkaline batholiths of Chaucha and Apuela respectively. Both systems are associated with second-order NE trending faults. Differences between Chaucha and Junín largely relate to depths of emplacement, deposit geometry and timing of events.

Chaucha (tonalite-microdiorite-dacite) has well defined, albeit asymmetric alteration-mineralization zoning from a barren central potassic core, through a Cu-Mo mineralized phyllic zone, an inner pyrite-rich silicified propylitic subzone zone and a peripheral propylitic zone. The Cu/Fe zoned disseminated mineralization was established by a deep level orthomagmatic hydrothermal stage. This was followed by rapid uplift, sudden decompression, hydrofracturing and convective circulation of dominantly meteoric fluids which led to extensive phyllic alteration, silicification and stockwork mineralization overprinting the orthomagmatic assemblage.

Junín was emplaced to hypabyssal levels and comprises a swarm of moderately dipping, fault/fracture-controlled, dacitic to dioritic porphyry dykes and lenticular sheets within a coarse granodiorite host. The porphyry system is characterised by stockwork mineralization and poorly defined, large-scale alteration-mineralization zoning dominated by phyllic (sericitic), phyllic-argillic alteration and more localised silicification with a peripheral halo of propylitisation. Convective hydrothermal circulation has virtually obliterated the orthomagmatic assemblage to the borehole limit.

Gaby-Papa Grande are early Miocene Au-Cu porphyry-breccia systems of volcanic type emplaced with mafic volcanics of the Pallatanga unit. These deposits comprise texturally diverse multiple intrusive phases (dioritic/andesitic to tonalitic/dacitic) which vary in form from early bell-jar to late stage plugs and dykes associated with breccia pipe emplacement. There is no obvious alteration-mineralization zoning. Early structurally-controlled to pervasive potassic alteration has been widely overprinted by main phase stockwork mineralization characterised by Na-Ca (propylitic) alteration and sparse end-phase sericite-bordered veinlets. Breccia pipes range from pre-mineral magmatic to late-mineral hydrothermal. Enhanced gold grades are spatially related with the hydrothermal breccia pipes. The Papa Grande-Bella Rica sector is downfaulted along the EW-trending Guanache Fault relative the Gaby-Guadalupe sector in the north with the result that the Gaby porphyry-breccia complex is exposed at deeper levels.

Auriferous epi-mesothermal vein systems at Bella Rica and San Gerardo are hosted in adjacent fault blocks of the Pallatanga terrane. At Bella Rica the main vein swarm trends north to NW and locally WNW to E-W. There is a clear spatial and genetic relationship with the porphyry intrusions in terms of alteration-mineralization and paragenetic characteristics. The mineralization is dominantly mesothermal (Au + Cu + Ag ± As ± Zn ± Pb ± Bi-Te) with open space epithermal textures and mineralogical characteristics becoming increasingly common at higher levels in the system. Proximity to the porphyry intrusions towards the north and at depth is evident from the incoming of thermal metamorphism, andesite/microdiorite dykes. mineralized stockworks and biotitic alteration in major vein structures. Lateral and vertical mineral (e.g. pyrite vs pyrrhotite. tourmaline content, etc.) and metal (Zn + Pb vs. Cu) zoning can also be related to proximity with the intrusion. Localisation of the vein system may be due to extensional reactivation of early Cenozoic compressive NW-SE structures (e.g. ramps to low angle thrusts caused by magmatic updoming.

Gold mineralization at the San Gerardo mine camp is associated with Saraguro Group intrusive-extrusive dacite-rhyodacite complexes, the NW-trending Río Chico serpentinite-filled fault zone and related structures. The Au + As ± Sb mineralization comprises sulphide-poor auriferous quartz-carbonate veins (breccia veins, crack-seal laminated veins, fissure fillings and stringer zones). Vein mineralization south of the Río Chico Fault is mostly hosted by NNW- to WNW-striking low angle thrusts and associated ramp structures generated during NE-SW-directed compression/dextral transpression. Subsequent regional extensional phases and clockwise rotation of the far field stress led to reactivation of these early structures (sinistral sense of lateral movement) and tectonic and hydraulic brecciation under epithermal conditions. San Gerardo, in contrast to Bella Rica, is characterised by elevated Sb, Cd, generally lower Ag, Cu and negligible Bi and Te.

Au-Cu-Mo ± W mineralized mesothermal tourmaline-rich breccia pipes are spatially and genetically related with subvolcanic intrusive bodies along major Andean-trending faults/shear zones. The breccias have pipe-like and carapace geometry and are mostly of magmatic-hydrothermal type. The main group of breccia pipes occur within the Tres Chorreras-La Playa belt which follows the Bulubulu fault system. They are hosted within Saraguro volcanics and lie along NW-trending fault/fracture lineaments at or close to intersections with the SW- to WSW-trending extensional splay faults of the Bulubulu system. The breccia pipe at Peggy Mine lies within the regional NNE-SSW trending Baños Shear Zone and is associated with small intrusions and dykes of intensely altered mid-Oligocene age rhyolite porphyry. Localisation of the Peggy breccia pipe is related to tranverse WNW-trending fractures.

Given that by definition the deposits described in this volume are spatially and genetically related to intrusions, the single most important control on their localisation is the structure. Review of the regional tectonics, metallogenic epochs and localisation of the porphyry and intrusion-related epi-mesothermal deposits indicate that the deposits have a spatial relationship with second order NE- to ENE-trending faults which under a dextral transpressive regime are fundamentally dilational. Specific localisation of deposits is generally related to intersections with NNW- to WNW trending transverse structures. Magmatism and associated hydrothermal mineralization are generally associated with periods of change in the stress regime and especially at the commencement of extensional episodes following compressional events.

Identification of favourable structural settings can be facilitated with the use of satellite imagery, particularly RADARSAT. for district-scale faults in combination with high resolution aerial photography for the local-scale structures. Aeromagnetic imagery should assist in the identification of significant discontinuities especially basement faults concealed by thin volcano-sedimentary cover.

The PIMA instrument has proved to be a valuable tool for the elucidation of alteration assemblages in porphyry systems and especially for identification of subtle but significant mineralogical changes and discriminating supergene from hypogene alteration effects.

Hydrogeochemistry has been found to be an effective geochemical exploration technique for subdistrict-scale reconnaissance and follow-up programmes and is recommended as a viable alternative or supplement to stream sediment surveys. At the prospect scale enzyme leach partial extraction is as effective as conventional soil geochemistry and may have applicability over deeply concealed porphyry deposits.

The recently published geological maps and newly released regional geochemical data for the Cordillera Occidental provide a sound basis for the identification of favourable metallogenic settings. Key exploration criteria derived from the empirical and genetic models developed in this study facilitate recognition of prospective targets within these districts based on the integration of geological, structural, geochemical, mineralogical, isotopic and mineral occurrence information. Results of this study indicate that several areas are highly prospective for hosting large porphyry gold and polymetallic deposits.

INTRODUCCIÓN

Este volumen describe las investigaciones de depósitos porfídicos y las mineralizaciones epi-mesotermales relacionadas con intrusiones llevadas a cabo entre octubre de 1997 y octubre de 1999 bajo el proyecto PRODEMINCA, Subcomponente 3.5-Evaluación de Distritos Mineros. Es uno de cinco volúmenes (ver la portada) los cuales cubren varios temas del estudio. Este volumen se centró particularmente en los sistemas de pórfidos y depósitos relacionados de los Distritos Azuay e Imbaoeste, dentro de la Cordillera Occidental. El Volumen 5 se centra en el Distrito Zamora de la Cordillera del Cóndor.

Se ha revisado la evolución geotectónica del Ecuador, la distribución y características de los pórfidos de Cu ± Mo ± Au y de las mineralizaciones epimesotermales relacionadas con intrusiones conocidas. A continuación, se realiza una descripción de las investigaciones multidisciplinares llevadas a cabo en depósitos seleccionados de los distritos Azuay e Imbaoeste y del Cinturón Collay-Shincata. El trabajo realizado incluye estudios de campo y de laboratorio, usando un amplio rango de métodos geológicos, mineralógicos, geoquímicos, isotópicos y de sensores remotos para el estudio de los controles de situación de las mineralizaciones y alteraciones hidrotermales asociadas. Los detalles completos de los métodos usados se facilitan en el Volumen 1.

Los modelos descriptivos y genéticos han sido establecidos para depósitos conocidos y han sido usados como base para determinar los criterios de exploración claves para la identificación de áreas favorables para la existencia de mineralizaciones porfídicas y epi-mesotermales relacionadas con intrusiones en Ecuador. Se han identificado nuevos blancos de exploración sobre esta base, con la asistencia de las técnicas de visualización para la integración de poblaciones de datos múltiples GIS. Los mapas geológicos de escala 1:200000 recientemente publicados y los datos acompañantes de geoquímica regional de drenaje para la Cordillera Occidental han sido realizados por el proyecto PRODEMINCA, Subcomponentes 3.3 y 3.4 (PICG) y constituyen una base excelente para este análisis (ej. BGS-CODIGEM, 1997a, 1997b, 1997c). También se discute la utilidad de estos métodos de exploración para los pórfidos y sistemas relacionados con intrusiones en la Cordillera Andina de Ecuador.

Este trabajo ha sido realizado con la asistencia de varios consultores nacionales e internacionales, técnicos de CODIGEM (hoy DINAGE) y otro personal especializado del BGS. Este trabajo no habría sido posible sin la colaboración y asistencia de las compañías mineras y de exploración que permitieron los accesos a sus propiedades, los núcleos de las perforaciones y los datos de exploración. La relación de compañías y los detalles se encuentran reflejados en los agradecimientos.

Esta valoración es parte de una amplia evaluación de los recursos naturales del Ecuador, la misma que es esencial para una futura planificación del uso del suelo. La geología y los depósitos minerales no están restringidos por límites culturales y para conducir una evaluación de este tipo se requiere obviamente estudiar depósitos conocidos donde quiera que ellos ocurran. Es importante recalcar que el estudio de depósitos en sectores designados como parques nacionales o áreas de protección, no implica, que este sea un preludio para la exploración/explotación de estas áreas. Es de esperar, sin embargo, que cualquier ajuste adicional del territorio nacional a realizarse en el futuro, con propósito de conservación, tomarán en consideración de forma adecuada el potencial de recursos minerales existentes que son a futuro una importante fuente de ingresos para el país.

1

REVISIÓN DE SISTEMAS PORFÍDICOS Y DEPÓSITOS RELACIONADOS CON INTRUSIONES

1.1 Depósitos de pórfido de cobre

1.1.1 Introducción

El término depósito de pórfido de cobre fue aplicado primeramente a depósitos minerales de cobre ampliamente dispersos en rocas porfídicas ácidas. En la actualidad la definición incorpora consideraciones de ingeniería junto con rasgos geológicos y se refiere a depósitos de cobre relacionados con intrusiones, grandes, de bajo grado relativo y epigenéticos que pueden ser explotados usando técnicas de minería. De hecho, Lowell (1974) sugirió que estos depósitos deberían tener al menos 20 millones de toneladas con un mínimo de 0.1% de cobre para ser llamados un pórfido de cobre. Precisamente son los grandes tonelajes y la minería de bajo costo lo que los convierte en atractivos objetivos para las compañías mineras. Los depósitos gigantes típicos de pórfido de cobre (Bingham Canyon, USA; Chuquicamata, Chile) tienen reservas de 1.5-3 mil millones de toneladas con 0.8-2.0% de Cu que pueden producir eventualmente 30 millones de toneladas de cobre metal.

Dado que representan la mayor reserva mundial de cobre, molibdeno y metales preciosos, ningún otro tipo de depósito parece haber sido estudiado y modelado de un modo tan extenso y exhaustivo. Parsons (1933) perfiló primeramente sus características geológicas y económicas básicas y, Jerome (1966) realizó una sección descriptiva muy elegante con detalles geológicos, mineralógicos, geoquímicos y geofísicos. Éste fue uno de los primeros intentos de facilitar una guía de exploración.

Exceptuando las descripciones basadas en procesos de los sistemas de El Salvador, en Chile (Gustafson & Hunt, 1975) la mayoría de los modelos describen y representan el producto final de un complejo proceso multifase. La evolución dinámica de estos grandes sistemas mineralizados fue discutida por Gustafson (1978). Un modelo esquemático acompañado de una discusión fue publicado por McMillan & Panteleyev (1988). Entre estos modelos está el de zonado en San Manuel-Kalamazoo de Lowell (1968) y Lowell & Guilbert (1970), modificado por Hollister (1977); otro deducido de los estudios en El Salvador por Gustafson & Hunt (1975); otro describiendo las partes superior e inferior del sistema de pórfido por Sillitoe (1973) y varios modelos propuestos por Sutherland Brown (1976).

Sillitoe fue uno de los primeros en reconocer la importancia de la relación entre los depósitos de pórfido y la subducción de placas de litósfera oceánica y más particularmente en la Cordillera Occidental de América (Sillitoe, 1972a; 1972b, 1975). Más allá de la generalización, sin embargo, con frecuencia es difícil establecer la relación temporal (Page & McDougall, 1972) y espacial (Rogers et al., 1974).

Las contribuciones más recientes son los modelos descriptivos de Cox (1986a; 1986b); Cox & Singer (1986); Panteleyev (1995). Una revisión muy útil de las características de 37 pórfidos de cobre en el Suroeste Americano es aportada por Titley (1993). Los perfiles de los Depósitos Minerales de Pórfido se pueden obtener en la página web: *http://www.em.gov.bc.ca/geology/Economic%20geology/Metall*. La ley y tonelaje de los depósitos de pórfido de cobre de la Columbia Británica, Canadá y Alaska, USA pueden ser consultados en la página web: *http://greenwood.cr.usgs.gov/pub/open-file-reports/ofr-93*.

Según McMillan & Panteleyev (1988) las características geológicas generales de depósito de pórfido de cobre son las siguientes:

- Están espacial y genéticamente relacionadas con intrusiones ígneas.
- Las intrusiones son félsicas generalmente, pero con un amplio rango composicional.
- Las intrusiones son epizonales e invariablemente porfídicas.
- Se caracterizan por eventos intrusivos múltiples, enjambres de diques, brechas intrusivas y diques de cantos.
- El encajante de estas intrusiones puede ser cualquier tipo de roca, desde equivalentes extrusivos co-magmáticos a rocas de caja no relacionadas.
- Las intrusiones y las rocas de caja envolventes están intensamente fracturadas.
- La mineralización y la alteración forman amplias zonas con cambios laterales.
- La alteración supergénica puede producir zonado vertical con formación de sombreros de lixiviación y zonas de enriquecimiento secundario que pueden ser críticas para la economía de la explotación.

1.1.2 Clasificación descriptiva

Los pórfidos de cobre son divididos normalmente de acuerdo con:

(i) Sus principales productos los cuales son cobre, cobre y molibdeno o cobre y oro.

(ii) Su situación tectónica que es isla volcánica oceánica o arco magmático de margen continental.

(iii) La serie composicional magmática en la que están alojados que puede ser alcalina (gabro o sienita) o calco-alcalina (diorita a cuarzomonzonita).

(iv) Su morfología que ha sido descrita como clásicos, volcánicos y plutónicos.

Tabla 1.1. Características de los tipos principales de pórfidos de cobre. Tomado de McMillan & Panteleyev (1988)

Clase	Volcánico		Calcoalcalino Clásico (hipoabisal)	Plutónico
Ambiente	Alojado en secuencias volcánicas máficas a intermedias intruidas por plutones comagmáticos alcalinos o calco-alcalinos (suite diorítica o shoshonítica). El magmatismo produce asociaciones intrusivas/extrusivas consanguíneas e íntimamente asociadas. La reconstrucción de las formas volcánicas, depósitos proximales cercanos a la boca y centros intrusivos subvolcánicos es usualmente posible o puede ser inferida. La profundidad de la mineralización es 0.5-10 km y está asociada principalmente con el desarrollo de brechas en estratos permeables. Los depósitos Cordilleranos son de edades mesozoicas a cenozoicas inferiores principalmente		Asociado con stocks sinorogénicos intruyendo rocas no relacionadas; las pilas volcánicas comagmáticas están rara vez preservadas. Emplazamiento somero (1-2 km). Los depósitos cordilleranos son principalmente de edades mesozoicas a cenozoicas	Se encuentran en grandes plutones o batolitos emplazados en o cerca de, rocas volcánicas. Estos cuerpos están inmovilizados a niveles relativamente profundos (2-4 km) pero los diques y brechas relacionados pueden alcanzar niveles someros. Los depósitos cordilleranos son principalmente mesozoicos a cenozoicos inferiores
Plutones	Hojas de alto nivel, diques y pitones asociados con plutones mesozonales infrayacentes o pequeños batolitos	Múltiples intrusiones de hojas pequeñas a muy pequeñas, diques y pitones (0.2-10 km^2) con mucha variación textural. Diversos tipos de brechas intrusivas	Múltiples fases emplazadas en intrusiones porfídicas cilíndricas sucesivamente menores (0.5-2 km^2); numerosos diques pre-, intra- y post- minerales situados a baja profundidad	Intrusiones batolíticas (>100 km^2) con rocas porfídicas a faneríticas de grano grueso con enjambres locales de diques porfídicos pre- a post- mineralización
Control estructural	Centros intrusivos controlados estructuralmente. Las rocas intrusivas de alto nivel invaden las bocas volcánicas y las zonas de falla	Situadas en bocas volcánicas, zonas de falla y fracturas radiales	Pasivo, la estructura no necesita ser significativa; muchos stocks en intersecciones de fallas regionales	Emplazamiento pasivo a forzado; los pulsos magmáticos y la diferenciación ocasionan una fase interna neta o gradacional
Brechas	Las brechas volcánicas e intrusivas son frecuentes y están generalmente mineralizadas	Frecuentes y diversas: tefra piroclástica primaria, pseudobrecha de alteración, aglomerados de boca, brechas de explosión e ígneas. Las brechas mineralizadas son características; algunas contienen magnetita o turmalina	Abundantes y características; las diatremas argílicas post-mineralización son frecuentes. Otros tipos presentan brechas de colapso, intrusivas y caparazón o de stopping. Las brechas tempranas pueden estar mineralizadas	Comunes en asociación con enjambres de diques porfídicos tardíos. Las brechas son pre-, intra- y post-mineralización; algunas contienen especularita y turmalina
Alteración	Potásica localmente intensa a pneumatolítica; biotita temprana hidrotermal superimpuesta por propilítica después por sódica y/o potásica (albita-feldespato-K) y raramente alteración de escapolita	Propilítica generalizada y frecuentemente flanqueando alteración potásica temprana situada en el centro que es más restringida, pero puede ser más intensa. Está centrada en zonas de alta permeabilidad. Similar a los depósitos clásicos con pequeñas zonas núcleo potásicas y caparazón localmente fílico y/o argílico	Potásica, fílica y propilítica desarrolladas universalmente como caparazones anulares de las intrusiones; argílica de importancia variable. El desarrollo temprano de la biotita puede ser parte de la corneana isoquímica	Fílica, fílica-argílica y propilítica como mejor desarrolladas; potásica local. Controlada por fracturas a penetrativa, comúnmente como envolturas de alteración en fracturas y vetas multiestadio. Centradas en cuerpos minerales, pero con patrones de zonado complicados por superimposición
Cuerpos minerales	Generalmente depósitos de Cu-Au en brechas intrusivas o en roca de caja intensamente fracturada; algunos remplazan estratos porosos. Magnetita-apatito de origen magmático localmente presente como vetas o relleno de brechas. Zonas de calcopirita ± magnetita y bornita pasando hacia afuera a un halo pirítico	Generalmente depósitos de Cu-Mo íntimamente asociados a brechas y rocas intensamente alteradas. Los cuerpos son lensoidales a irregulares con algún control estratigráfico preferencial. La mayoría contienen calcopirita con rara bornita o molibdenita como relleno "seco" de fracturas. Sin zonas obvias	En los márgenes y adyacentes a intrusiones como caparazones anulares o sombreros de domo con zonado lateral pronunciado. Pirita ubicua, el núcleo débilmente mineralizado está rodeado por zonas con molibdenita, calcopirita y finalmente un halo pirítico	"Stockworks" de vetas amplias y difusas; algún control de brechas; algunas fallas mineralizadas; sulfuros relativamente escasos. Zonas evidentes con contenido en Fe aumentando hacia fuera de bornita a calcopirita a pirita; distribución variable de la molibdenita. Algunos depósitos tienen núcleo de baja ley rico en cuarzo
Ejemplos	Ok Tedi, Papua New Guinea; Copper Mountain, BC, Canadá	Red Mountain, Arizona, USA; Far Southeast, Mankayan, Filipinas	Bingham Canyon, Utah, USA; Cerro Colorado, Panamá	Butte, Montana, USA; Chuquicamata, Chile

La mayoría de estos rasgos comparten una génesis común y se puede hacer una división entre:

> ***Sistemas de pórfido de arco de islas,*** que están típicamente asociados con las series magmáticas alcalinas, caracterizados por una asociación de Cu-Au con Mo despreciable y son principalmente del tipo volcánico.
>
> ***Sistemas de pórfido de margen continental*****,** que, en contraste, están generalmente asociados con miembros más diferenciados de las series magmáticas calco-alcalinas, caracterizados por Cu-Mo, mientras que el oro es menor o despreciable y tienden a formarse a niveles más profundos (hipoabisales a plutónicos).

También hay diferencias significativas en la geometría del cuerpo mineral, razones iniciales de Sr, tipos de alteración, contenidos en sulfuros, razones Fe:Cu, etc. Sin embargo, la posible variación interna dentro de estos dos grupos principales y la acreción e incorporación tectónica de asociaciones de arco de islas en los collages de margen continental puede difuminar muchos de estos rasgos diagnósticos característicos. Donde los terrenos de arco de islas oceánico han sido acrecionados a márgenes continentales activos, como es el caso de Ecuador, pueden formarse sistemas de pórfido de Cu-Au del tipo arco de islas. Además, los pórfidos de cobre de margen continental emplazados en un ambiente geotectónico complejo que incluye corteza oceánica pueden tomar algunas de las características de los sistemas de pórfido de arco de islas.

Los depósitos de cobre de arco de islas oceánico, conocidos también como depósitos de pórfido de Cu-Au alcalinos (Panteleyev, 1995) o pórfidos de cobre dioríticos han sido descritos por Lang et al. (1993) y Mutschler & Mooney (1995). Lang et al. (1993) se refieren a "alcalino" como asociaciones no saturadas en sílice y usan el término "cuarzo alcalino" para rocas de caja con la sílice cerca de la saturación o con ligera sobresaturación. Los magmas encajantes alcalinos parecen formarse cuando hay una subducción lenta y con alto ángulo, placas litosféricas tectónicamente engrosadas, posiblemente cuando tienen lugar las inversiones de polaridad ("flips") en las zonas de subducción. En cuanto a la edad, los depósitos de la Cordillera Canadiense están restringidos al Triásico Superior/Jurásico Inferior; y los de las islas del SW del Pacífico son terciarios a cuaternarios. Estos depósitos tienen los rasgos morfológicos típicos de los tipos volcánicos (ver Tabla 1.1), por ejemplo, pequeños cuerpos intrusivos de alto nivel, complejos de diques emplazados contemporáneamente con pilas volcánicas cogenéticas, asociación frecuente con brechas hidrotermales o de explosión, etc. Están caracterizados por vetillas de sulfuros y magnetita hidrotermal y "stockworks"; y ausencia de vetas de cuarzo. La mineralogía de la roca de caja y de la ganga comúnmente contiene minerales calco-silicatados de alta temperatura y hay una asociación cercana con los skarn de cobre y con los mantos, reemplazamientos y brechas de metales básicos y preciosos. La alteración comprende comúnmente una zona temprana central potásica con feldespato K y abundante biotita secundaria que pasa hacia afuera a zonas marginales extensas propilíticas. Esta asociación de alteración puede estar sobreimpresa por alteración fílica y, menos frecuentemente, por fílica-argílica. La zonación metálica es obvia y en las partes centrales de las zonas mineralizadas parece tener mayores razones Au/Cu que en los márgenes. La lixiviación y el enriquecimiento supergénico están generalmente ausentes o pobremente desarrollados.

Los depósitos de pórfido de Cu ± Mo ± Au calco-alcalinos (Panteleyev, 1995) son típicos de los arcos volcano-plutónicos de margen continental, pero pueden producirse también en ambientes de arco de islas oceánicas. El rango de intrusiones es desde faneríticos de grano grueso a ‘stocks’ porfídicos, batolitos, complejos multi-plutónicos y enjambres de diques. Las composiciones generalmente varían de cuarzodiorita a cuarzomonzonita o granito y los depósitos de cobre están relacionados generalmente con las fases magmáticas más diferenciadas. En algunos distritos, no obstante, las intrusiones mineralizantes y no mineralizantes son prácticamente idénticas. La sola diferenciación no lleva a la formación de un depósito de pórfido de cobre: los contenidos en volátiles y metales residuales también tienen un papel importante cuando el magma va a generar mineralización. Los depósitos cordilleranos se subdividen comúnmente de acuerdo con su morfología en tres clases: volcánicos, clásicos (o hipoabisales) y plutónicos (Sutherland Brown, 1976; McMillan & Panteleyev, 1988). Esta clasificación (Fig. 1.1; Tabla 1.1) se relaciona con la profundidad de formación que varía desde tan somera como 500 metros a tan profunda como 5 km bajo la superficie.

Los depósitos de cobre porfídico se producen en ambientes batolíticos con la mineralización principalmente en una o más fases de roca plutónica alojante (McMillan & Panteleyev, 1988). Estando situados en áreas de compleja actividad intrusiva multifase están temporal y petrogenéticamente relacionados con una asociación magmática evolutiva o “superpuesta”. Falta habitualmente un zonado concéntrico obvio de alteración y mineralización, que está más controlado estructuralmente en las variedades de alto nivel. Este tipo de pórfido aparece en todo el borde circum-Pacífico y varía en edad de Mesozoico a Cenozoico.

Los tipos de pórfido de cobre clásicos, que han sido etiquetados como simples, cilíndricos, fálicos (Sutherland Brown, 1976) e hipoabisales, son los más comunes en todo el mundo. Sus características, particularmente para los depósitos del Suroeste de los Estados Unidos, han sido ampliamente descritas (Titley & Hicks, 1966; Lowell & Guilbert, 1970: Titley, 1993) y pueden jugar un importante papel en el desarrollo de modelos genéticos. Los tipos clásicos son intrusiones pequeñas, de alto nivel, post-orogénicas, compuestas y principalmente porfídicas con formas de ‘stocks’ groseramente cilíndricos y tapones junto con brechas y diques que intruyen rocas de caja no relacionadas. La alteración-mineralización es aproximadamente concéntrica y centrada en fases intrusivas específicas. En la Cordillera Occidental de Norteamérica este tipo de depósito es principalmente de edad cenozoica y apreciablemente más joven que las rocas en las que está emplazado.

Los tipos volcánicos están en las raíces de los volcanes y representan la expresión cercana a la superficie de los sistemas hipoabisales. En este dominio, los cuerpos intrusivos han ascendido lo suficiente como para estar alojados en las formaciones volcánicas coetáneas. La forma de estos cuerpos intrusivos es variable y con frecuencia relativamente pequeñas en comparación con la zona mineralizada. Esta morfología es también típica de los sistemas de pórfido de Cu-Au alcalinos. La mineralización está principalmente asociada con el desarrollo de brechas o con el reemplazamiento preferencial de rocas de caja permeable controlado litológicamente. Usualmente tienen un zonado metálico pobremente definido. Dado el alto nivel de su emplazamiento su conservación depende de que la cantidad de erosión sea limitada. No obstante, las edades mesozoicas a cenozoicas tempranas son frecuentes en la Cordillera Occidental de América.

Para detalles más precisos de los rasgos que distinguen estas tres clases de depósitos de pórfido de cobre y de algunos de los ejemplos de clase mundial, consúltese la Tabla 1.1.

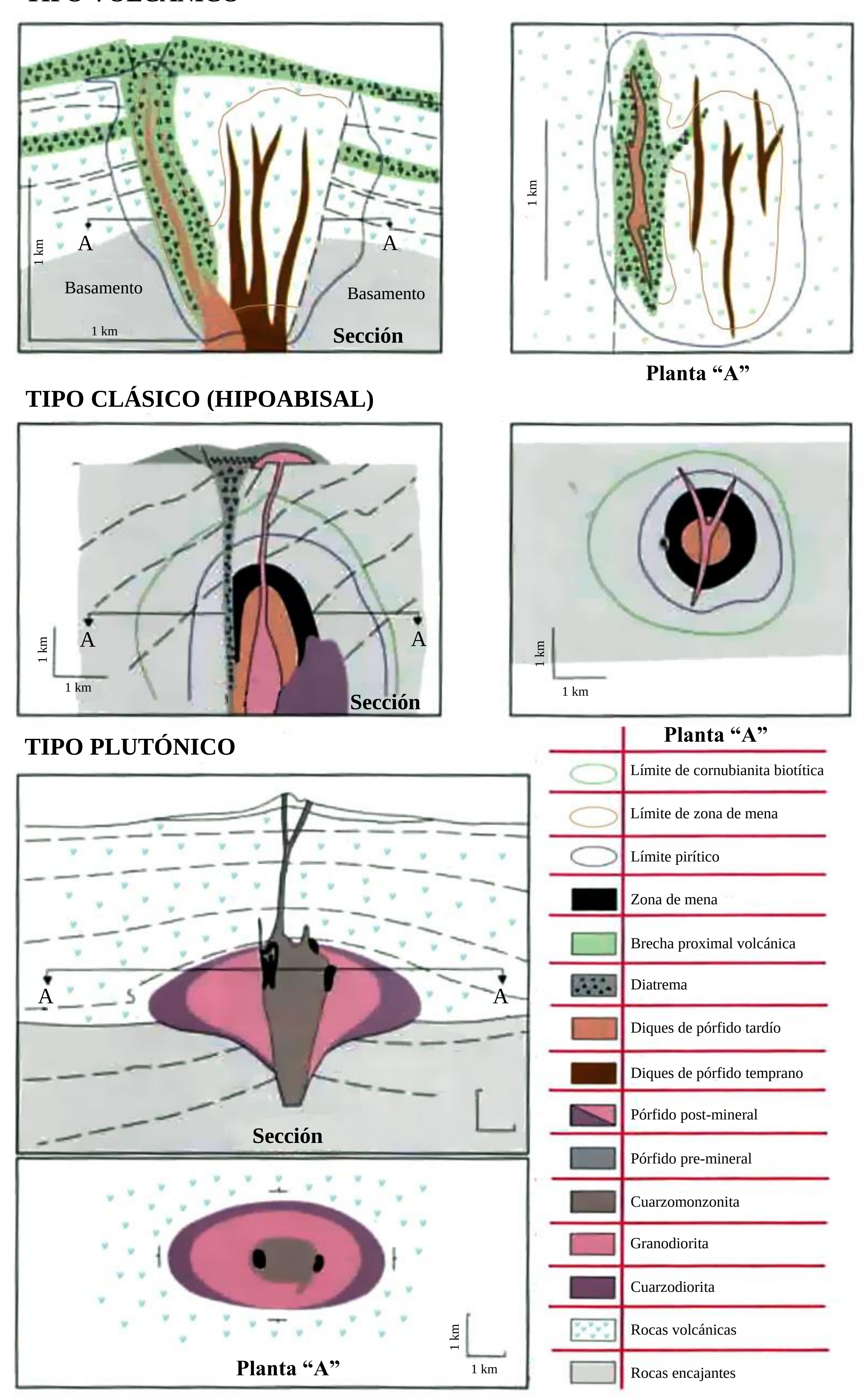


Figura 1.1 Modelos de los tres tipos de pórfido de cobre (Tomado de Sutherland Brown, 1976)

El depósito de pórfido de cobre de El Salvador en el Distrito Indio Muerte del Norte de Chile es, indudablemente, uno de los más intensamente estudiados de todos los pórfidos de cobre conocidos. Aunque la publicación de Gustafson y Hunt fue publicada en 1975, es aún una norma establecida de comparación con muchos otros depósitos. La evolución del sistema está bien constreñida por dataciones.

La roca encajante se compone de sedimentos y flujos andesíticos cretácicos sobreyacidos por volcanitas del Terciario Inferior intruidas por domos riolíticos, seguidos de intrusiones de cuarzo-riolitas y pórfidos de cuarzo con mineralización menor de Cu-Mo. El principal centro de alteración y mineralización está asociado con un complejo de pórfido granodiorítico de paredes subverticales que se emplazó hace 41 Ma. Se han identificado varias fases de intrusiones porfídicas – la más antigua de pórfido X fue seguida por el pórfido K, una asociación porfídica L intra-mineral, una asociación de diques de pórfido A post-mineral y una serie de diques de latita y de cantos post-mineral. Brechas ígneas desarrolladas en los contactos entre los pórfidos L y K. La mineralización temprana (pre-pórfido L) está caracterizada por vetas distintivas A de cuarzo-feldespato K-anhidrita-sulfuro, que son irregulares y discontinuas y en ocasiones están truncadas en los contactos con los pórfidos X, K y L. Durante este período temprano se produjo un halo de alteración proximal de silicato K y distal propilítica. Hacia afuera dentro de una zona central de alteración de silicato K con calcopirita-bornita, la proporción de bornita decrece hasta que la pirita aparece y se incrementa mientras la calcopirita disminuye. La abundancia de pirita aumenta y luego disminuye en la zona propilítica exterior. En la zona propilítica más exterior vetas de calcopirita + magnetita menor dan paso a hematita especular. La pirita está asociada intensamente con el veteado temprano de sericita ± clorita. Un tipo de veta de cuarzo transicional B se formó después de la consolidación de las intrusiones mayores y antes del desarrollo de las últimas asociaciones de alteración destructivas de pirita y feldespato K. Las vetas transicionales de cuarzo-anhidrita-sulfuro ocupan fracturas continuas planares con texturas de relleno de espacios abiertos (frecuentemente con la simetría de las vetas desigualmente desarrollada) y están caracterizadas por la falta de feldespato K y los halos de alteración asociados y por la presencia de molibdenita. La turmalina en brechas bandeadas de vetillas está temporalmente asociada con vetas de cuarzo transicionales y la abundancia de turmalina se incrementa hacia arriba, hacia la superficie actual. Mientras que las vetas A contienen sulfuros similares a los de la asociación diseminada alrededor, las vetas B, especialmente en las zonas profundas centrales, tiende a contener sulfuros diferentes de los del fondo. Las vetas de cuarzo A y B se formaron a temperaturas de 350° a >600°C.

La mineralización tardía, caracterizada por abundante alteración destructiva de pirita y feldespato K, tiende a ser más controlada por fracturas que la mineralización diseminada más temprana. Esto está tipificado por las vetas D con asociaciones de sulfuro-anhidrita acompañadas por cuarzo menor y carbonato ocasional que se han formado a temperaturas <350°C. Contienen pirita y cantidades menores, pero aumentando hacia arriba, de bornita, calcopirita, enargita, tennantita, esfalerita y galena. Los halos de alteración rodeando a estas vetillas de pirita son principalmente de sericita o sericita + clorita. Estas vetas ocupan un grupo de fracturas concéntricas/radiales en todos los niveles expuestos. Referente a la zonación vertical de la alteración tardía de sulfuros la asociación periférica sericita + clorita pasa hacia arriba a sericita que se introduce en las zonas centrales. Las asociaciones del nivel superior están dominadas por sericita y andalucita, que se superponen a asociaciones tempranas de silicato K y son gradacionales con las zonas de andalucita-feldespato K infrayacentes. Zonas profundas de sulfuros tempranos con pirita y bornita antitéticas están truncadas abruptamente por zonas de diseminación de sulfuros de metales base. Las zonas de pirita + bornita se encuentran generalmente con sericita y asociaciones de alteración argílica avanzada (incl. pirofilita, diáspora, alunita y corindón local) pero se extienden hacia abajo dentro de las zonas de alteración de niveles bajos con feldespato K.

El modelo genético propuesto por Gustafson & Hunt (1975) para el emplazamiento y formación de los depósitos de pórfido de cobre es como sigue:

(i) Separación de los fluidos magmáticos e introducción metasomática simultánea de cobre y otros metales, sulfuros y álcalis en los pórfidos y las rocas de caja (vetas A y B)

(ii) Establecimiento y colapso interior de un sistema convectivo de aguas subterráneas, que reacciona con las rocas mineralizadas que se enfrían (vetas D)

El primer estadio es esencialmente ortomagmático, con la componente magmática constituyendo hasta el 95% del fluido hidrotermal. La salinidad es relativamente alta (ej. >15 wt% NaCl equivalente) y la temperatura de los fluidos varía de magmática (>800°C) hasta 400°C. Existe también una entrada periférica de agua meteórica. Los sistemas ortomagmáticos se caracterizan por un núcleo potásico rodeado por un caparazón de alteración propilítica con estrechas zonas de alteración fílica en el área de interacción entre los fluidos magmáticos y meteóricos.

El segundo estadio involucra circulación convectiva de agua meteórica en celdas de hasta 2 km sobre la intrusión y 5 km lateralmente. La salinidad total es baja o moderada (ej. <15 wt% NaCl equivalente) y aunque las temperaturas pueden alcanzar brevemente 450°C, caen bruscamente a <300°C. Estas temperaturas inferiores se mantienen por un gran lapso de tiempo. Los sistemas convectivos están dominados por alteración fílica con propilítica periférica alrededor de una zona de núcleo potásico restringida y parcialmente obliterada (Fig. 1.2).

La mayoría de los depósitos combinan elementos tempranos ortomagmáticos y alteración/mineralización convectiva posterior. Los problemas para deducir todos los eventos y su secuencia son generados por los episodios sobrepuestos más jóvenes que comúnmente enmascaran a los más antiguos. Estas complicaciones hacen que los modelos estáticos de estadio final como los mostrados en la Fig. 1.3 sean inadecuados para describir los sistemas de pórfidos. En la Fig. 1.3, McMillan & Panteleyev (1988) han dividido la evolución de un sistema hidrotermal de pórfido en cuatro estadios transicionales principales basándose en la descripción de El Salvador de Gustafson & Hunt (1975). Los estadios 1 y 2 son procesos ortomagmáticos, mientras que los estadios 3 y 4 se relacionan con el establecimiento y eventual decaimiento de un sistema convectivo dominado por aguas meteóricas. Las variadas características de un depósito de pórfido de cobre reflejan las diversas influencias de cada uno de los cuatro estadios. No todos los estadios se desarrollan, ni son de igual importancia. Varios factores, como el tipo de magma, el contenido en volátiles, la abundancia de metales y elementos mineralizantes en los fluidos derivados del magma, el número, tamaño, secuencia y profundidad de emplazamiento del sistema porfídico mineralizado, variaciones en la composición y fracturación de la roca de caja, gradientes de presión y temperatura, contraste de densidades entre los fluidos y su proporción de mezcla, todos contribuyen a hacer cada depósito único en detalle. En general a mayor profundidad de emplazamiento de un pórfido mineralizante, más despacio se enfriará, menos proceso telescópico habrán sufrido los gradientes de temperatura y los patrones de mineralización y, más débiles serán los efectos causados por las aguas subterráneas. Aunque es necesario tener precaución en la aplicación de cualquier modelo de clasificación según la profundidad de emplazamiento y el grado de influencia de la convección meteórica (o en qué punto del continuo ortomagmático-convectivo se paró un sistema concreto), estos aportan una base útil sobre la que los modelos genéticos más sofisticados aportan otros rasgos como el ambiente tectónico, la geología y la geoquímica.

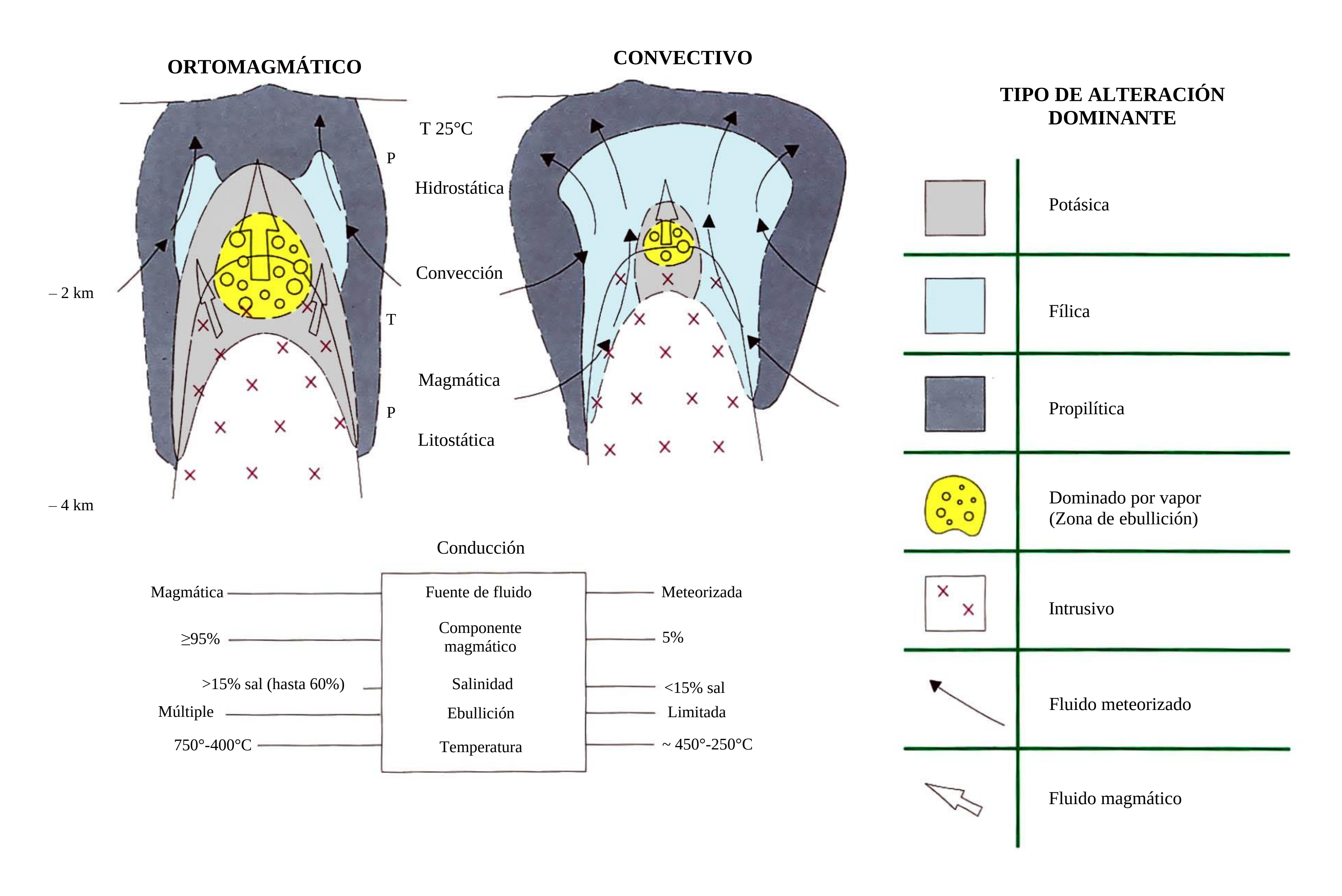


Figura 1.2 Modelos de sistemas hidrotermales de pórfidos de cobre con patrones de flujo de fluidos convectivo y ortomagmático (tomado de McMillan & Panteleyev, 1988)

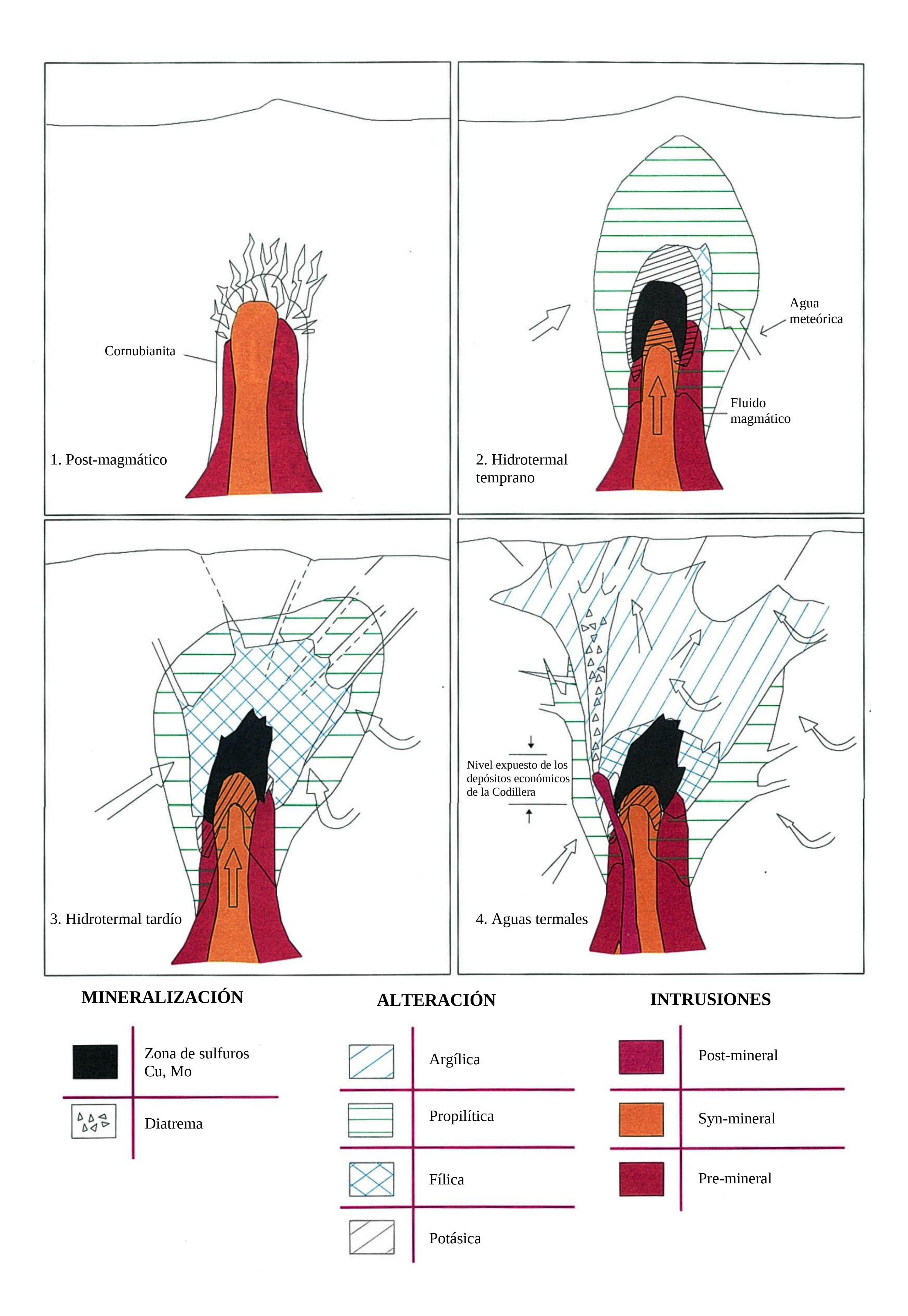


Figura 1.3 Modelo mostrando cuatro estadios de mineralización-alteración de un sistema porfídico (tomado de McMillan & Panteleyev (1988) y Gustafson & Hunt (1975))

1.1.3 Depósitos porfídicos de la cadena Andina

Los países andinos cuentan con un 40% estimado de las reservas de cobre del mundo y un 97% de la producción andina de cobre de las reservas conocidas, provienen de depósitos directamente relacionados con intrusiones. Prominentes a lo largo de todos los Andes son los depósitos de pórfido de cobre y su importancia económica, junto con los skarns, vetas, brechas y reemplazamientos con enargita relacionados, es innegable.

La cadena andina ha sido reconocida desde hace tiempo como un ejemplo clásico de un margen continental activo con la subducción de la placa oceánica Pacífica bajo el continente Sudamericano. La relación espacial y genética entre los depósitos de pórfido de cobre y el magmatismo relacionado con la subducción y la convergencia de bordes de placas es generalmente aceptada. Es por tanto pertinente considerar las implicaciones espacio-temporales regionales.

En una revisión de las épocas de mineralizaciones de cobre relacionadas con intrusiones en los Andes, Sillitoe (1988) concluye que hay hasta nueve épocas de mineralización de cobre (tres durante el Cenozoico y al menos seis pre-cenozoicas) identificables en los Andes Centrales y del Sur, y al menos cuatro en épocas relativamente diferentes en los Andes del Norte en Colombia. Cada época coincide con un sub-cinturón linear discreto, que en los Andes Centrales y del Sur puede extenderse por más de 2000 km. Además, ha sido destacado que más del 90% de las reservas de cobre andinas, la mayoría depósitos de pórfido, están confinadas en tres sub-cinturones cenozoicos, del Paleoceno al Eoceno Inferior (66-52 Ma), del Eoceno Superior al Oligoceno inferior (42-31 Ma) y del Mioceno Medio al Plioceno Inferior (16-5 Ma), en el Sur de Perú y en Chile.

En los Andes Centrales y del Sur los sub-cinturones de cobre se vuelven progresivamente más jóvenes hacia el Este como efecto del régimen tectónico compresivo impuesto en la sobrecubierta placa Sudamérica, seguido de la apertura en el Cretácico Medio (ca. 110 Ma) de la cuenca del Atlántico Sur. Un contrastado patrón de migración de los sub-cinturones de cobre es reconocible en los Andes del Norte donde se piensa que un cambio hacia el surco del Cretácico Inferior al Eoceno Inferior ha sido causado por la acreción oblicua de terrenos oceánicos autóctonos al margen continental (McCourt et al., 1984; Aspden & McCourt, 1986; Litherland & Aspden, 1992). Desde el Eoceno Medio al Pleistoceno hubo una progresión hacia el Este comparable a la que es característica de gran parte de los Andes Centrales y del Sur. El desplazamiento hacia tierra mostrado por el sub-cinturón del Mioceno Medio-Superior probablemente fue debido al mismo incremento en la razón de convergencia que afectó profundamente a los Andes Centrales en esa época (Sillitoe, 1988).

La distribución de los sub-cinturones de cobre refleja la fragmentación tectónica de los Andes. Las deflexiones de Huancabamba y Abancay definen tres segmentos de primer orden en las latitudes 5°S y 14°S, respectivamente. Cada segmento está caracterizado por una historia de subducción diferente y consecuentemente un patrón espacio-temporal diferente de intrusiones y mineralizaciones de cobre.

En el segmento de los Andes del Norte (Norte de la Deflexión de Huancabamba), que se extiende desde el Sur de Ecuador hasta el istmo de Panamá y el occidente de Venezuela, Sillitoe (1988) siguiendo Sillitoe et al. (1982) ha distinguido tentativamente en Colombia cuatro épocas y sus correspondientes sub-cinturones de mineralización de pórfido de cobre (Fig. 1.4). Éstas son:

(i) Un sub-cinturón occidental del Eoceno Inferior-Medio (55-44 Ma) que puede ser seguido desde el Este del Istmo de Panamá hacia el Sur a lo largo del lado Oeste de la Cordillera Occidental hasta el NW del Ecuador, donde se han obtenido edades eocenas medias-superiores (45-40 Ma) (Van Thournout, 1991). Las edades de K-Ar en Ecuador son de hornblendas; las edades de biotitas y plagioclasas separadas, pero coexistentes, dieron Mioceno Superior-Plioceno que sugieren un evento de reajuste importante.

(ii) Un sub-cinturón oriental generado durante el Jurásico Medio-Superior (166-144 Ma) en un dominio continental subyacido por elementos del Cratón de Guyana, a lo largo de la Cordillera Oriental que puede ser seguido hacia el Norte dentro de Venezuela. Los batolitos expuestos en las sierras subandinas del Ecuador, y particularmente el Batolito de Zamora en la esquina SE del país (ver Volumen 5) representan la continuación hacia el Sur de este sub-cinturón.

(iii) Un sub-cinturón central-oriental escasamente definido del Cretácico Inferior (136-131 Ma) a lo largo del lado Este de la Cordillera Central que en el Sur se junta con la Cordillera Oriental y el sub-cinturón oriental. Este sub-cinturón está también sobre basamento continental y ampliamente representado en los prospectos Andes e Inferno-Chili en el Batolito Ibagué.

(iv) Un sub-cinturón central formado durante el Mioceno Medio al Plioceno inferior (17-5 Ma) y en el contacto entre los dominios oceánico y continental en la Depresión Cauca-Patía y sus flancos. El margen Este de este cinturón coincide, más o menos, con la Falla Peltetec-Romeral. Este sub-cinturón se ha trazado tentativamente hacia el Sur, en Ecuador, a lo largo del Graben Interandino, bajo el relleno Plio-Pleistoceno y después continúa hasta el bloque de basamento de El Oro. Este cinturón muestra salto lateral izquierdo en la Falla del Jubones. El desplazamiento total puede ser dividido entre los sistemas de fallas de Jubones y Piñas-Portovelo.

El prospecto de pórfido de cobre Fierro Urcu está situado en un corto sub-cinturón separado en un segmento anómalo asociado con la Deflexión de Huancabamba o representa la continuación hacia el Norte del sub-cinturón del Mioceno Medio al Plioceno Inferior de Perú (Fig. 1.4).

Dentro de Ecuador todos los depósitos de pórfido de cobre datados al Oeste de la Falla Peltetec-Romeral dan edades terciarias superiores. Las edades K-Ar de la década pasada indican que puede ser posible subdividir esta amplia zona en dos sub-cinturones separados a lo largo de la línea de los sistemas de fallas Pujilí-Cauca y Bulubulu (Fig. 1.4). El sub-cinturón del Mioceno Medio al Plioceno Inferior está entre el dominio continental del Terreno Chaucha y el segmento Mulaute del Terreno adyacente de Pallatanga y aloja pórfidos de Cu + Mo ± Au (ej. Junín y Chaucha: 13-5 Ma). Los terrenos oceánicos Pallatanga-Macuchi más al Oeste, sin embargo, alojan pórfidos de Cu + Au ± Mo de edad miocena inferior a media (grupo Gaby y Telimbela-Balzapamba: 21-15 Ma) con plutones precursores con un rango de edad desde el Oligoceno Inferior. Se requieren edades más precisas para que esta hipótesis pueda sostenerse, pero, a pesar de ello, la posición del sub-cinturón del Mioceno Medio-Inferior propuesto es coherente con el patrón general de migración de los sub-cinturones de cobre.

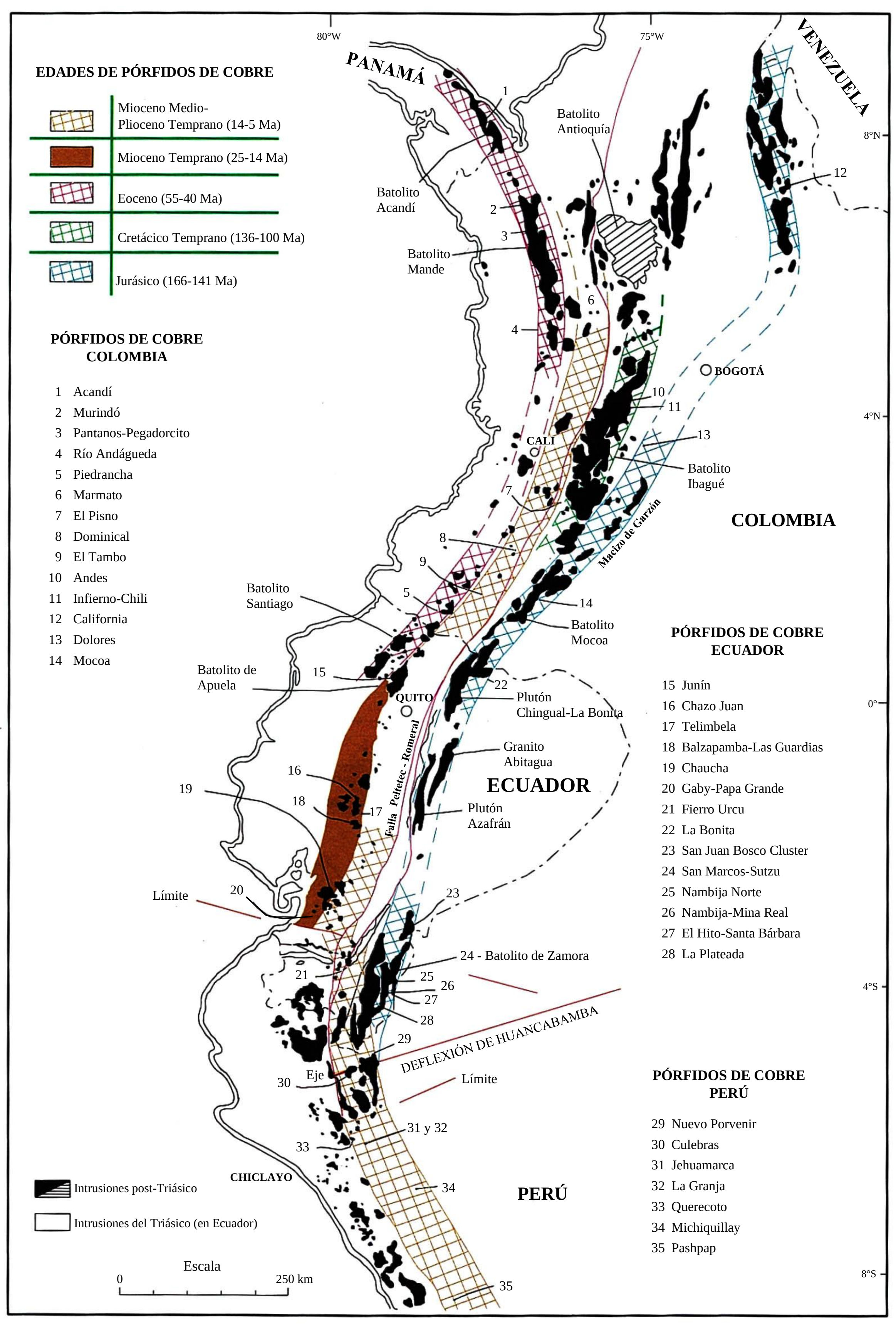


Figura 1.4 Subdivisión de los cinturones de pórfidos de cobre, tomando en cuenta su edad en los Andes, desde Perú septentrional hasta el Mar Caribe. Compilación basada en Sillitoe et al. (1982), Sillitoe (1988), información de los proyectos de la Cordillera Real y del Subcomponente 3.3, PRODEMINCA (PICG)

1.2 Sistemas epi-mesotermales de brechas y vetas relacionados con intrusiones

1.2.1 Introducción

Los depósitos epi-mesotermales relacionados con intrusiones constituyen una clase general de depósitos con una relación espacial y genética demostrable con intrusiones mineralizadas y sin mineralizar. Son epi-mesotermales ya que las condiciones de deposición del mineral se extienden dentro de los límites de los parámetros de los regímenes epitermal y mesotermal. Puede tratarse de una amplia superposición de eventos sucesivos, comúnmente con rasgos epitermales tardíos superponiéndose y/o remplazando a los rasgos mesotermales. Así, mientras que estos depósitos presentan comúnmente muchos rasgos que son considerados como típicos o diagnósticos de los ambientes epitermales someros (ej. texturas minerales) hay indicaciones de temperaturas deposicionales >300°C tempranas o transitorias y profundidades de formación >1 km (asociaciones de alteración y de mena, inclusiones fluidas y geotermometría de isótopos estables). Están ausentes rasgos típicos de los dominios epitermales superficiales como 'sinter' de aguas termales, alteración de solfataras, pseudomorfos a partir de calcita hojosa indicando condiciones de ebullición, etc. Los depósitos epi-mesotermales pueden considerarse como ambientes transicionales en el continuo entre las intrusiones hipotermales – o alojadas en pórfidos – y los ambientes epitermales. Este tipo de mineralización incluye skarns, "stockworks" exógenos y reemplazamientos, brechas hidrotermales y sistemas de vetas.

1.2.2 Localización estructural

Muchos de estos tipos de depósitos minerales hidrotermales están formados en sitios controlados estructuralmente por sistemas permeables de fracturación. La mineralización se produce, típicamente, en segmentos discretos de estructuras individuales y, dentro de los depósitos minerales, algunas partes de las estructuras huéspedes están mejor mineralizadas que otras. Los depósitos minerales hidrotermales se caracterizan por la circulación de fluidos canalizada durante procesos de deformación. Los controles estructurales más frecuentes en la situación de las bolsonadas mineralizadas incluyen:

(i) La intersección de la estructura huésped con una unidad litológica particular.

(ii) La intersección de dos estructuras sin mineralización.

(iii) Depresiones extensionales, curvas divergentes en fallas o segmentación de fallas *en echelon*.

(iv) Zonas de charnela de pliegues.

(v) Flexiones en la estructura huésped con ejes oblicuos a, y comúnmente a alto ángulo de, la dirección de movimiento.

(vi) Zonas de buzamiento subparalelo a la lineación de estiramiento, pero sin un control específico claro de situación.

Bajo las condiciones de grado metamórfico bajo a medio, la presión de fluidos se estabiliza cerca de la presión litostática y los fluidos son dirigidos directamente hacia arriba (Etheridge et al., 1984). La focalización del flujo ascendente en una vía discreta como requiere la formación de un depósito mineral, se debe a las variaciones laterales de la cabeza hidráulica. Las vetas extensionales mineralizadas indicativas de presiones de fluidos supra-litostáticas están presentes frecuentemente en los sistemas mesotermales y son compatibles con fluidos enfocándose hacia las zonas de esfuerzos medios-bajos, donde las presiones de fluidos relativas son más altas que la presión local de la roca, pero las presiones de fluidos absolutas son más bajas que en las rocas que las rodean. Existe, por tanto, una tendencia de los fluidos a migrar a los lugares de esfuerzos medios-bajos. En los niveles corticales más altos, las presiones ambientes de fluidos son parecidas a las presiones hidrostáticas pero la presión de los fluidos en las vías debería ser litostática y más alta que en las rocas que las rodean. Consecuentemente la circulación de fluidos está controlada intensamente por la permeabilidad. Aunque las vías de alta permeabilidad pueden estar determinadas litológicamente, los depósitos minerales controlados estructuralmente son más frecuentes en las rocas cristalinas y en general están situados en fallas frágiles. Los criterios para la identificación de las vetas dilatantes incluyen:

(i) Paredes paralelas.

(ii) Estructuras en peine con cavidades.

(iii) Las estructuras planares anteriores están desplazadas.

En contraste, las indicaciones de las vetas no dilatantes o de reemplazamiento incluyen:

(i) Vetas abiertas en niveles químicamente favorables.

(ii) Los niveles químicamente resistentes no presentan vetas.

(iii) Las estructuras planares anteriores no están desplazadas.

Las fracturas y vetas tensionales se forman como una respuesta directa al esfuerzo extensional bajo condiciones de deformación frágil. Se desarrollan dentro de las litologías relativamente competentes (incluidas vetas) donde hay contraste de competencias con rocas de caja más dúctiles. Los juegos de aperturas extensionales forman dispositivos de vetas *en echelon* que forman asociaciones con grupos de cizallas conjugadas bajo condiciones de deformación de cizalla pura o a lo largo de zonas de deformación dominante de cizalla simple frágil-dúctil. Las aperturas extensionales se inician aproximadamente normales al eje de máximo esfuerzo. Durante la deformación progresiva y la formación de aperturas tensionales, no obstante, la rotación dentro de la zona de cizalla genera vetas con perfil sigmoidal. La formación de aperturas de tensión múltiples produce grupos de vetas *en echelon* complejamente entrecruzadas.

Las fallas son dislocaciones groseramente planares de cualquier ángulo de inclinación, orientación y longitud en dirección. La tectónica dúctil-frágil genera fallas discretas en las que el movimiento del bloque de techo puede tener cualquier sentido en relación al bloque de muro (normal, inverso, lateral, oblicuo). Las fallas son, comúnmente, sujetos de historias de movimiento múltiples y están, frecuentemente, reactivadas en un sentido diferente del original. En una sección vertical las fallas pueden ser planares o lístricas. Todas las categorías de fallas deben de considerarse prospectivas dentro del contexto de la mineralización. Los grupos de fallas conjugadas (en planta o en sección transversal) se desarrollan en regímenes frágiles con el esfuerzo compresivo principal dispuesto paralelo a la bisectriz del diedro agudo del grupo. Las fallas con movimiento en dirección tienen, generalmente, planos de falla de alto buzamiento y la principal dirección de movimiento con componente subhorizontal. Las fallas en dirección se producen típicamente en grupos subparalelos y/o anastomosantes. En algunos casos, sin embargo, un segundo grupo conjugado se desarrolla en un ángulo de unos 60° respecto del principal y presenta comúnmente un amplio rango de estructuras secundarias asociadas. Las disposiciones *en echelon* son relativamente comunes y se clasifican como gradadas a la derecha o gradadas a la izquierda, dependiendo de cómo se relevan las fallas adyacentes vistas en planta. Extensión local, llamada transtensión, o compresión local, llamada transpresión, se producen en las fallas en dirección con los principales ejes de extensión y compresión orientados oblicuamente a la dirección principal del movimiento en dirección. En sección vertical, las fallas en dirección con transpresión o transtensión generan estructuras en flor positiva o negativa respectivamente. En cuanto al potencial de mineralización, las fallas en dirección principales es posible que constituyan una importante vía para los fluidos en profundidad, mientras que a niveles más someros las estructuras divergentes podrían tener un mayor potencial de mineralización. Las flores negativas dilatantes han de considerarse intuitivamente más prospectivas.

1.2.3 Chimeneas de brechas

Los tubos o chimeneas de brechas se caracterizan por fragmentos angulares a subredondeados variando de pocos centímetros a varios metros y, localmente, decámetros. Pueden producirse megafragmentos >100 m en algunos de los cuerpos de brechas de escala kilométrica. Las brechas mineralizadas, tanto magmático-hidrotermales, como hidromagmáticas o magmáticas, varían desde menores accesorias hasta constituir la parte económicamente dominante en algunos depósitos porfídicos. Las brechas magmáticas e intrusivas no son ampliamente reconocidas en asociación con depósitos minerales, pero son la consecuencia de múltiples pulsos de magma que normalmente preceden a las fases portadoras de mena. La mayoría de las brechas son tubos lensoidales, ovoides o circulares, con buzamientos inclinados o verticales. Las chimeneas pueden presentarse aisladas o en grupos. Otras simetrías adicionales incluyen diques, cuerpos irregulares, caparazones y configuraciones de tapón o anulares alrededor de zonas de núcleo no brechificadas.

Sillitoe (1985) realizó una revisión de las brechas relacionadas con mineralizaciones en arcos plutono-volcánicos y gran parte de los datos expresados a continuación están basados en ese artículo.

Las brechas magmático-hidrotermales son producto de la liberación de fluidos hidrotermales de las cámaras magmáticas y están relacionados tanto con intrusiones no mineralizadas como con pórfidos.

Las brechas relacionadas con intrusiones que demostrablemente no son parte de sistemas porfídicos, están frecuentemente situadas en las partes altas, o inmediatamente sobre los plutones o 'stocks', o están distribuidas en sus márgenes en pendiente. Estas brechas, o más demostrablemente sus partes superiores, se caracterizan por fragmentos tabulares con razones dimensionales de 1:30 y en consecuencia han sido denominadas "brechas de tejas" ("shingle breccias") o "brechas dominó". Los fragmentos tabulares están alineados paralelos unos junto a otros con posiciones que varían progresivamente desde subverticales cerca de las paredes de la chimenea a subhorizontales o buzando suavemente hacia el interior en las partes centrales de la chimenea. Esto es debido posiblemente a la desescamación de las paredes de la chimenea seguido por un desplazamiento hacia abajo. La mayoría de las brechas relacionadas con intrusiones tienen mineralización de cobre, aunque el Mo, W y/o Au son comunes y económicamente importantes. Normalmente <50% de las brechas de un grupo están mineralizadas. Todas las brechas de este tipo sufren algún tipo de reemplazamiento hidrotermal y relleno de espacios abiertos. Los fragmentos están separados por espacios abiertos entre 5 y 30% en volumen antes de una cementación total o parcial por los minerales de mena y ganga. La sericitización es el tipo de alteración más común y suele estar acompañada por turmalina. La cloritización y silicificación están también desarrolladas frecuentemente. En las brechas portadoras de cobre el estadio de relleno de espacios abiertos comienza con un crecimiento desde los fragmentos hacia afuera de turmalina y cuarzo, seguidos de scheelita, wolframita y arsenopirita, y finalmente pirita y/o pirrotina, calcopirita y molibdenita. La esfalerita y la galena seguidas de carbonatos y/o cuarzo tardío pueden constituir el relleno final. Los metales están zonados frecuentemente a la escala de la chimenea, aunque la mena puede restringirse a las porciones inferiores de la chimenea. La deposición del mineral se produce, típicamente, bajo condiciones mesotermales.

Cuatro hipótesis plausibles han sido propuestas en la formación de estas brechas:

(i) Disolución localizada y removilización ascendente de los materiales rocosos por los fluidos liberados por el enfriamiento del magma (Locke, 1926).

(ii) Liberación, quizás explosiva, de los volátiles del magma con material transportado hacia arriba (Walker, 1928; Emmons, 1938).

(iii) Movimiento descendente del magma por contracción o retirada (Hulin, 1948; Perry, 1961).

(iv) Desarrollo de una burbuja en el techo de un 'stock' o plutón por acumulación de fluidos de exsolución (Norton & Cathles, 1973).

Ejemplos de este tipo de brechas relacionadas con intrusiones ocurren en el Cinturón Tres Chorreras - La Playa del SW del Ecuador (ver Capítulo 8).

Las brechas de tipo pórfido están enraizadas en intrusiones de pórfido de cobre y ocupan diferentes posiciones respecto de estos sistemas (centrales, excéntricas o como halos parciales). Muestran un amplio espectro de características, varias de ellas compartidas con el tipo relacionado con intrusiones. Los ejemplos conocidos llegan a los 2 km de diámetro y 1 km en vertical. La base de las chimeneas se caracteriza por una transición rápida desde brecha a roca fracturada o con desarrollo de "stockwork". La terminación superior se desvanece en una unidad mineralizada, tapada por una barrera impermeable o simplemente se acuña. Las brechas heterolíticas son más comunes que en las brechas relacionadas con intrusiones. Son típicamente clasto-portadas. Una pequeña proporción de chimeneas posee matriz ígnea. Un control directo mediante fallas de las brechas de los sistemas porfídicos no es ampliamente reconocido, a pesar de que la marcada elongación o alineamiento de algunos cuerpos de brechas sugiere una localización estructural. La alteración de silicato K es el tipo más generalizado; la sericitización es relativamente común y la alteración argílica avanzada está presente ocasionalmente. El cuarzo es el material de cementación más generalizado y en las brechas con alteración de silicato K está acompañado de feldespato K y/o biotita. La turmalina tiende a ser más común en las brechas sericitizadas. Los metales estimados pueden ser completamente diferentes de los generales del depósito porfídico. Algunas chimeneas están caracterizadas por una zonación de los minerales metálicos. Su edad varía de prea inter-mineral. En los ejemplos pre-minerales el principal "stockwork" mineralizado corta los cuerpos de brechas. Las brechas inter-minerales se emplazaron más tarde que uno o varios estadios principales de alteración y mineralización. En los sistemas porfídicos las brechas se atribuyen a una violenta liberación de fluidos magmático-hidrotermales de los stocks que se enfrían. El modelo de Burnham (1979, 1985) y otros para la brechificación por liberación de fluidos durante la segunda ebullición seguida por descompresión de los fluidos liberados puede explicar una amplia variedad de brechas en sistemas porfídicos, así como chimeneas de brechas relacionadas con intrusiones.

Las brechas hidromagmáticas se generan por la interacción del magma y una fuente externa de agua. Se subdividen en "freato-magmáticas", donde tanto el magma como el agua contribuyen a la formación de la brecha, y "freáticas", en las que sólo el calor magmático tiene acceso al agua exterior.

Las brechas freato-magmáticas o diatremas están asociadas principalmente con los depósitos epitermales y de pórfido de cobre. Son mayoritariamente matriz-portadas (50-90% de matriz) y contienen componentes tobáceos juveniles además de harina de roca. Los componentes tobáceos comúnmente se aproximan a la composición dacítica. Las brechas donde la matriz es dominantemente tobácea se llaman "tufisitas". Los clastos de estas brechas son heterolíticos y comprenden todas las rocas encajantes conocidas de las diatremas. Las dimensiones horizontales varían entre varios cientos de metros y más de 5 km de diámetro; todas ocupan >1 km^2 de superficie y son típicamente mayores que las otras chimeneas de brechas. Muchas diatremas tienen paredes buzando hacia el interior y tienen comúnmente forma de embudo. Los contactos son generalmente abruptos y definidos por anillos de fracturas. Las diatremas asociadas con depósitos epitermales son pre-minerales o inter-minerales, mientras que las que acompañan a los depósitos de pórfidos de cobre son comúnmente tardi a post-minerales. Existe una tendencia a que la mineralización metalífera esté concentrada alrededor de los márgenes de las diatremas, aunque sus interiores también pueden tener mineralización. La alteración no tiene relación con la mineralización y se caracteriza generalmente por una o más de sericita, arcilla, clorita, carbonato, zeolitas, especularita y pirita.

Las diatremas están generadas por múltiples explosiones, cada una involucrando expansión y vaporización de aguas subterráneas junto con fragmentación y entrada de partículas de magma. Dan lugar a productos eruptivos distintivos entre los que los flujos de base ("base surge") piroclásticos y los lapillis acrecionarios son diagnósticos en particular. La formación de mena tiende a acompañar o seguir al emplazamiento de la diatrema. Se concluye que el agua subterránea no tiene acceso rápido, en cantidades significativas, a los niveles profundos con alteración de silicato K de los sistemas porfídicos de cobre durante la actividad magmática-hidrotermal. Hasta el estadio tardío de colapso de la circulación convectiva de los fluidos meteóricos, los fluidos externos no acceden a los cuerpos de magma residuales e instigan la actividad freatomagmática.

Las brechas freáticas se encuentran mayoritariamente en los sistemas epitermales. No obstante, hay ejemplos de brechas en depósitos tipo pórfido y relacionados con intrusiones, que difieren de las asignadas a un origen magmático-hidrotermal. Se llaman "diques de cantos" ya que los fragmentos están característicamente bien redondeados y los cuerpos de brechas tienen forma similar a diques. También tienden a ser monolíticos. Generalmente parece haber una relación espacial, y posiblemente temporal, con fases específicas de la intrusión. Están generalmente sin alterar o muy ligeramente alteradas. El origen de los diques de cantos ha sido explicado como efecto de la expansión térmica de los fluidos meteóricos en las rocas de caja de los stocks y diques (McBirney, 1963; Delaney, 1982).

2

DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y SISTEMAS RELACIONADOS CON INTRUSIONES EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL

2.1 Introducción

En las últimas dos décadas un número significativo de depósitos porfídicos ha sido identificado en la Cordillera Andina del Ecuador y el inventario está aumentando año tras año. Hasta ahora la mayoría han sido considerados subeconómicos por sus tonelajes y leyes, sin que ninguno haya sido desarrollado. A pesar de ello, se estima que los depósitos porfídicos pueden constituir >90% del Cu, ≤40% del Au y >95% del Mo del potencial metalífero del Ecuador. En el estado actual del conocimiento, como resultado de la actividad exploratoria y vista la alta probabilidad de nuevos descubrimientos, es el momento oportuno de revisar algunos de los sistemas porfídicos conocidos. El estilo de mineralización pórfido se ha encontrado prácticamente en todos los terrenos litotectónicos de Ecuador. La extrapolación hacia el Sur de los sub-cinturones de pórfidos identificados en Colombia y los patrones evolutivos de migración basados en la edad de emplazamiento son delineados en la Sección 1.1.3 (Fig. 1.4). Los depósitos porfídicos (y epi-mesotermales relacionados) de la Cordillera del Cóndor (Distrito Zamora) son descritos en el Volumen 5. Esta revisión de los depósitos de pórfido y asociados con intrusiones en la alta sierra andina se ha limitado al área mejor conocida por el Subcomponente 3.3 (PICG) (Fig. 2.1) las edades intrusivas en la Cordillera Occidental (determinaciones radiométricas conocidas y extrapolaciones sobre la base de evidencias geológicas) dentro del sector 1°-4°S se han representado en la Fig. 2.2. Los sistemas porfídicos de Junín (Distrito Imbaoeste) y Gaby-Papa Grande (Distrito Azuay) se describen en detalle en los capítulos 3 y 5 respectivamente.

2.2 Terreno Macuchi

2.2.1 Balzapamba y Telimbela

2.2.1.1 Introducción: La mineralización de pórfido de cobre está asociada a grandes plutones de granitoides calco-alcalinos del tipo-I, Chazo-Telimbela y Balzapamba-Las Guardias al Sur y al Oeste de Guaranda. Estos plutones se emplazaron a lo largo del margen oriental de la secuencia de arco Macuchi, del Terciario Inferior, en la Cordillera Occidental; un ambiente tectónico distinto del de los pórfidos del Sur de Ecuador.

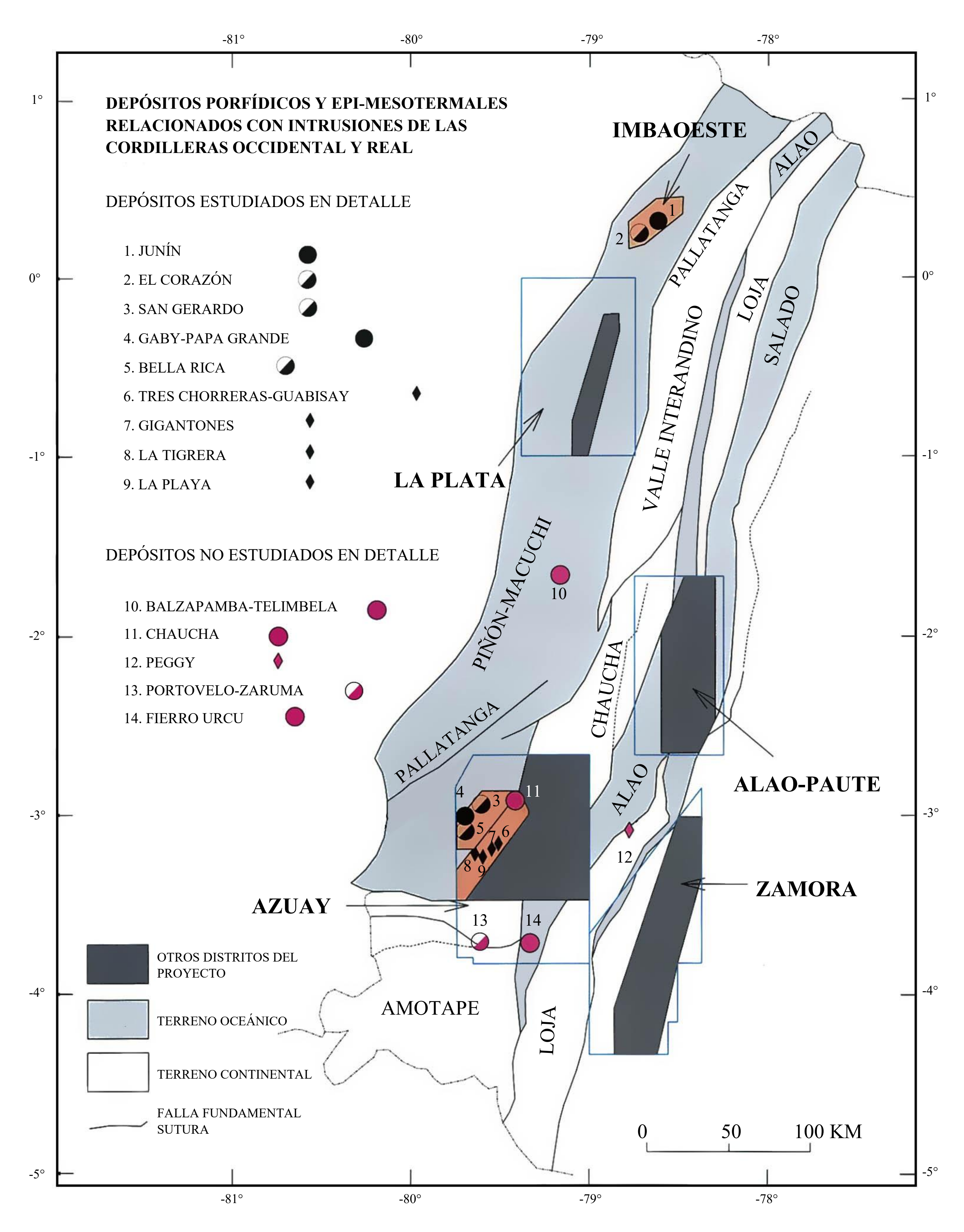


Figura 2.1 Mapa de los distritos minerales estudiados por el Subcomponente 3.5 en el Ecuador (resaltados en color los distritos referentes a este volumen)

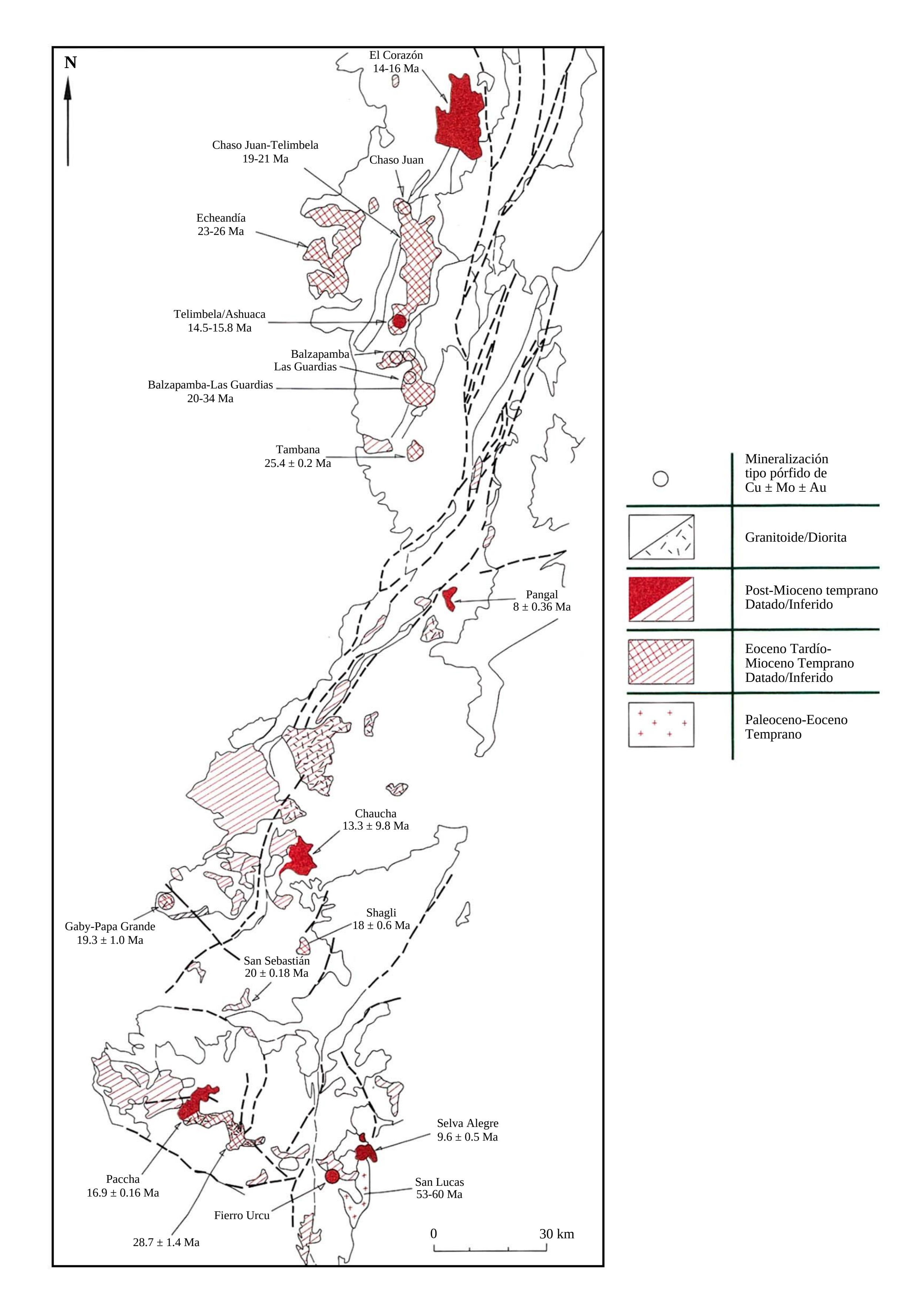


Figura 2.2 Edades de los granitoides de la Cordillera Occidental basado en información recopilada por el Subcomponente 3.3 (PICG)

2.2.1.2 Historia de la exploración: La mineralización de metales base y preciosos en la zona de Balzapamba-Telimbela fue identificada primeramente durante el Proyecto San Miguel (1975-1979) realizado conjuntamente por la DGGM y el IGS (actual BGS) sobre un área de 6100 km^2. Tres zonas de mineralización de pórfido de Cu ± Au ± Mo fueron identificadas a partir de la geoquímica regional de sedimentos de corriente (Las Juntas, El Torneado y Osohuayco) y recomendadas para ulterior investigación (Aucott et al., 1979). Entre 1980 y 1982 trabajos limitados de seguimiento de la DGGM identificaron áreas de interés prioritario que incluían Chazo Juan, La Industria-Yatubi, Tres Hermanas, Telimbela, Balzapamba, San Miguel, Las Guardias, Sicoto y Tambillo. Durante estas investigaciones se descubrieron sulfuros masivos en los sectores de La Variante y Las Juntas (Guisamano, 1982). Todas las áreas anteriores fueron evaluadas y las más prometedoras investigadas posteriormente como parte del Proyecto Bolívar (Fases I-III) llevado a cabo conjuntamente por la Agencia de Cooperación Internacional Japonesa (JICA) e INEMIN entre 1988 y 1991. Como resultado de la evaluación preliminar, Balzapamba y Telimbela fueron identificados como objetivos y se realizó un programa de perforaciones en las zonas de mayor potencial de El Torneado, Osohuayco y NE de Telimbela y Ashuaca. Las perforaciones de El Torneado establecieron que la zona mineralizada era de bajo grado y concluyeron que cualquier centro previo de mineralización había sido removido por la erosión y por tanto que el potencial era pequeño. Dos zonas mineralizadas discretas se reconocieron Osohuayco (Norte y Sur) y la Sur perforada basándose en los resultados de un estudio de PI. Estas cortaron una zona de mineralización de sulfuros de muy baja ley (0.05% de Cu) en rocas de Macuchi corneanizadas. Sondeos preliminares en las quebradas Ugshacocha y Ashuaca, en el área de Telimbela dieron leyes entre 0.23 y 0.72% de Cu. Los resultados completos del Proyecto Bolívar están en los informes de las Fases I, II y III (JICA, 1989, 1990, 1991) y la siguiente relación está ampliamente basada en esta información.

2.2.1.3 Geología general: Los plutones de Chazo Juan-Telimbela y Balzapamba-Las Guardias son dos de un grupo de cuatro intrusiones mayores y varias intrusiones menores, probablemente representando apófisis de las mayores, y sugieren que el bloque Macuchi puede estar infrayacido por un batolito compuesto. Los plutones se emplazan dentro de la Unidad Macuchi, una secuencia volcanoclástica submarina de arco del Eoceno inferior a medio compuesta por basaltos y andesitas basálticas y con afinidad dominantemente toleítica con lavas almohadilladas ("pillow lavas") intercaladas, intrusiones microgabroideas y calizas menores. La Unidad Macuchi ha sido redefinida y descrita por McCourt et al. (1997) siguiendo a Henderson (1981) y Egüez (1986). Las rocas de Macuchi han sufrido un metamorfismo de bajo grado no deformativo (facies prehnita-pumpellyita-zeolita) típico del tipo producido durante el desarrollo de un arco volcánico submarino (Aguirre & Atherton, 1987). Los plutones están profundamente alterados, pero con contactos agudos obvios y localmente generan amplias aureolas de contacto. Las rocas calcáreas en el área de Balzapamba han sufrido metamorfismo de contacto produciendo corneanas cordieríticas de alto grado, mármoles con wollastonita y "skarns" (McCourt et al., 1997). Los plutones presentan cuarzodioritas de biotita-hornblenda, tonalitas y granodioritas con textura primaria, hipidiomórficas de grano medio a grueso y sin foliar. Contienen agrupaciones autolíticas esporádicas y restitas de microdioritas, pero están generalmente libres de xenolitos accidentales. Los diques cuarzo porfídicos y dioríticos aparecen esporádicamente en el Plutón de Chazo Juan-Telimbela, pero son generalmente raros. La mineralización es típicamente en forma de sulfuros diseminados en los contactos, tanto dentro de los granitoides como de las rocas de caja corneanizadas.

La actividad plutónica va, aparentemente, desde el Oligoceno temprano al Mioceno Medio (34-14 Ma). Las edades mediante K-Ar en hornblenda-biotita del Plutón de Balzapamba-Las Guardias indican una edad Oligoceno temprano, 34.27 ± 0.8 a 33.08 ± 0.4 Ma (McCourt et al., 1997) que ajusta razonablemente con las edades publicadas anteriormente con un rango de 30.1-31.7 Ma (Kennerley, 1980; JICA, 1991). Las edades más jóvenes de 25.7 ± 0.9 y 10.8 ± 3 Ma citadas para este plutón pueden estar relacionadas con los eventos de alteración y mineralización hidrotermal. Las edades mediante K-Ar del plutón tonalítico de Chazo Juan-Telimbela están permanentemente en el rango 21.4-19.4 Ma (JICA, 1991; McCourt et al., 1997). Esta edad del Mioceno Inferior ha sido interpretada como la edad del intrusivo, pero está tan intensamente constreñida que es presumible que también refleje la edad del sistema magmático-hidrotermal. Es comparable a la edad obtenida para el pórfido de Gaby en el campo minero Ponce Enríquez (cf. Capítulo 5).

2.2.1.4 Balzapamba-Las Guardias: En el área de Balzapamba la mineralización de Cu ± Mo se sitúa dentro del plutón de granitoides y adyacente a las corneanas y rocas skarnificadas de Macuchi en El Torneado, Osohuayco, Las Juntas y El Cristal, tanto como mineral diseminado en el intrusivo como en un "stockwork" de vetillas de cuarzo en los volcánicos. Además, existe un depósito epitermal de alta sulfuración pobremente desarrollado de tipo "hot spring" en las rocas de Macuchi en Las Palmas y Cochapamba.

En El Torneado la mineralización de pórfido de cobre incluye mineralización diseminada sobre un área de 400×400 m que está cortada por cinco zonas (llamadas de A hasta E de Norte a Sur) de "stockwork" de vetas de rumbo NNE-SSW, de 70-350 m de largo y 20-70 m de ancho. La diseminación está caracterizada por pirita abundante con calcopirita subordinada. La alteración es una biotitización secundaria (potásica) y una cloritización débil (propilítica). La epidota tiende a incrementarse donde abunda la calcopirita. Ha sido detectada una zonación cruda desde el centro hacia afuera con paso de un dominio de la biotita a una alteración dominada por la clorita y una disminución en la razón calcopirita/pirita. Vetas en "stockwork" o en red sólo aparecen en la zona El Torneado del área de Bolívar. En profundidad éstas pasan a una zona de cizalla frágil. Los minerales de mena identificados en los "stockworks" desarrollados en granodioritas presentan pirita, calcopirita, molibdenita, magnetita, scheelita y pirrotina. En la ganga aparecen cuarzo, clorita y biotita secundaria. Los minerales de alteración en las zonas de "stockwork" incluyen feldespato K, sericita, clorita, biotita secundaria y algo de caolín superficial. La totalidad de esta zona está tipificada por alteración fílica (sericita) con silicificación local en profundidad. La mineralización es generalmente débil y los resultados de las zonas mineralizadas son los siguientes: 0.09-0.06% de Cu para la Zona A; 0.03% de Cu para las zonas B y D; y 0.01-0.036 % para la zona infrayacente. Han sido registrados valores de oro de hasta 0.2 g/t y de plata de 2.0 g/t en las zonas más ricas en minerales de Cu. Los resultados de los sondeos indican que la parte más inferior del sistema mineralizante está expuesta cerca de la superficie.

En el Sector Osohuayco se han reconocido dos zonas mineralizadas designadas Norte y Sur. Osohuayco Norte tiene alrededor de 900×400 metros de área. En el Este la granodiorita está parcialmente brechificada y aloja mineralización diseminada y en “stockwork” con pirita y calcopirita. Los afloramientos occidentales presentan mineralización en “stockwork” de vetillas débilmente desarrollado con cuarzo calcedónico. Los estilos generales de alteración son silicificación y cloritización. Los muestreos de esquirlas de roca de la parte oriental aportaron valores de hasta 1.18% de Cu. Osohuayco Sur se superpone al contacto de la granodiorita. En el lado Norte esta zona mineralizada está alojada en la granodiorita (un área de 200×300 metros) con pirita-calcopirita diseminada y en “stockwork” con leyes de 0.08% de Cu. El lado Sur está alojado en tobas finas de la Unidad Macuchi parcialmente silicificadas y skarnificadas. La mineralización de Cu está asociada con la skarnificación tanto en diseminaciones en parches como en vetas de hasta 10 cm de grosor con calcopirita-pirita-calcosina-grosularia-cuarzo en las dos inferiores de las tres unidades de tobas. La bornita y la magnetita están localmente presentes, pero no se ha reconocido molibdenita. Además de la silicificación y la skarnificación, se desarrolla esporádicamente biotita secundaria relacionada con la mineralización de Cu en el contacto de las corneanas metamorfizadas. Resultados de hasta 2.6% de Cu, 0.01% de Zn y 1.2 g/t de Ag han sido registrados. La principal mineralización en esta área parece tener una buena correspondencia con la alta resistividad y altas anomalías de FE ocasionadas por la intensa silicificación.

En el área Las Guardias, situada 5 km al SE de Balzapamba, mineralización de pórfido de cobre ha sido reconocida en 12 localidades (JICA, 1991) todas ellas relacionadas con los márgenes de los intrusivos dioríticos melanocráticos y una falla de rumbo NW. La dirección de esta falla está en marcado contraste con el rumbo NE-SW de los diques y zonas mineralizadas de otras áreas. Las zonas mineralizadas de Las Guardias son de pequeña escala y discontinuas. Los granitoides alojan ambas diseminaciones y “stockworks”, mientras que en las rocas de Macuchi la mineralización es predominantemente en forma de “stockwork” de vetillas. La zona mineralizada Angas Norte (250×500 m) es la mayor en superficie y también la más rica en los resultados de análisis (máximos de 0.2 g/t de Au, 8.3 g/t de Ag, 0.35% de Cu y 0.79% de Mo). Está situada en la intersección de lineamientos NW-SE y NE-SW. Los minerales de mena incluyen calcopirita, pirita, molibdenita, esfalerita y covelina, mientras que los principales estilos de alteración son silicificación y cloritización. Otras zonas son comparables, aunque presentan algunas diferencias en las asociaciones de alteración como la zona mineralizada a lo largo del Río San Jorge, caracterizada por intensa silicificación y biotitización, mientras que en la zona del Sur el cuarzo y la hornblenda son los minerales principales. La sericita está presente comúnmente en cantidades menores, pero es difícil de identificar.

2.2.1.5 Chazo Juan-Telimbela: En el área Chazo Juan, situada unos 40 km al Norte del área Balzapamba, la mineralización de pórfido de cobre aparece en cuatro zonas que son de pequeña escala y discontinuas comparadas con los otros prospectos. La granodiorita de hornblenda-biotita aparece en casi toda el área y aloja a un número de diques de cuarzodioritas y dioritas melanocráticas de rumbos N-S, NW-SE y ENE-WSW. La granodiorita varía de grano medio a grueso y la variedad de grano medio domina en la zona central mineralizada. La mineralización está formada por calcopirita-pirita ± molibdenita en diseminaciones y "stockworks" de vetillas. La alteración varía entre las cuatro zonas, pero se caracteriza generalmente por silicificación y biotitización con cloritización más localizada. Las razones calcopirita/pirita son generalmente más altas que en los otros prospectos, pero es función en gran medida de las relativamente bajas cantidades de pirita. La zona mineralizada central, que parece estar situada en la intersección de estructuras NNE-SSW y NW-SE, se extiende sobre 600×400 metros. Está caracterizada por un "stockwork" de vetillas de calcopirita-pirita-magnetita-molibdenita y diseminaciones de calcopirita-pirita. La alteración es dominantemente propilítica (clorita + epidota) con subordinada, posiblemente superpuesta, potásica (feldespato K y biotita). Los resultados analíticos dieron valores máximos de 0.1 g/t de Au, 4.2 g/t de Ag y 1.41% de Cu. La zona mineralizada Sur está situada en la intersección de direcciones estructurales NNE-SSW, NE-SW y N-S y se extiende sobre un área de 800×300 metros con algunas diferencias en el estilo de mineralización entre la parte Este y Oeste. Está caracterizada por diseminaciones y un "stockwork" de vetillas de calcopirita-pirita con silicificación débil a moderada. Los resultados analíticos dieron valores máximos de 0.1 g/t de Au, 7.6 g/t de Ag y 1.46% de Cu para la parte Este y 1.5 g/t de Au, 161 g/t de Ag y 9.03% de Cu para la Oeste. En las zonas anómalas de rumbo N-S, la susceptibilidad magnética hallada en las zonas mineralizadas central y Sur está asociada a la mineralización. Los diferentes patrones de mineralización entre las cuatro zonas fueron considerados por el equipo japonés como función de la intensidad de la erosión y el tiempo: así el Oeste estaría erosionado en exceso seguido de las partes Sur y Central. Esto es coherente con la topografía actual que en la parte Central es alta, mientras que las zonas mineralizadas Oeste y Sur están situadas en los flancos de la colina. Los objetivos minerales en las zonas mineralizadas contiguas Central y Sur pueden estar conservados ya que la erosión no ha avanzado suficientemente para removerlas en comparación con otras áreas.

En Telimbela, situada 10 km al Norte de Balzapamba, la mineralización está distribuida sobre la zona periférica de un plutón cuarzodiorítico leucocrático de hornblenda-biotita, en el que se han emplazado pequeños "stocks" y diques de diorita melanocrática, cuarzodiorita porfídica, cuarzodiorita hornbléndica y pórfido de cuarzo. Estos intrusivos tardíos registran edades en el rango de 14.5 ± 3.0 Ma a 15.8 ± 1.0 Ma y son las fases más jóvenes en el área de Bolívar. Los lineamientos son más pronunciados que en el sector de Chazo Juan y con rumbo dominante NNW-SSE a NW-SE y E-W. Los diques y las zonas mineralizadas tienen rumbo NE-SW en la mitad Oeste del área. Han sido reconocidas siete zonas mineralizadas que han sido agrupadas en tres subgrupos. La zona mineralizada central presenta diseminaciones y zonas de "stockwork" de vetillas de calcopirita + pirita ± magnetita ± molibdenita. La Zona V, que está encajada principalmente en cuarzodiorita hornbléndica, se extiende sobre un área de 400×1200 metros con muestras de mena dando valores máximos de 0.2 g/t de Au, 9.5 g/t de Ag y 0.80% de Cu. La Zona VI atraviesa el contacto granitoide-roca de caja y se extiende 400 m en dirección. Los valores máximos de análisis son 0.4g/t de Au, 5.8 g/t de Ag y 1.65% de Cu. La asociación de alteración es cuarzo-sericita-clorita. Las zonas mineralizadas de Telimbela son mayores que en cualquiera de las otras áreas y la dirección NE-SW de alineamiento de los diques y gran parte de la mineralización hidrotermal es coherente con la generación de estructuras extensionales asociadas con las fallas cordilleranas dextrales de dirección N a NNE.

La zona Noreste de Ashuaca en el área de Telimbela se dispone a lo largo del mismo lineamiento estructural e incluye la misma asociación de granitoides. La mineralización está concentrada en un área de 400×600 metros en la vecindad de la intersección de una falla NE-SW y una de rumbo E-W a lo largo de la Qda. Ugshacocha. La zona mineralizada Ashuaca presenta diseminaciones y "stockworks" con una asociación de calcopirita + pirita + molibdenita + biotita secundaria + clorita + cuarzo. Está mayormente alojada en cuarzodiorita de hornblenda-biotita y en enclaves de andesita corneanizada, mostrando ambos varios grados de brechificación. La diorita de hornblenda-biotita ha sido datada como 14.5 Ma y está considerada como la fase intrusiva más joven en el Plutón Chazo Juan-Telimbela (JICA, 1991). Las brechas están generalmente cloritizadas y silicificadas con biotitización más localizada, epidotización y albitización. Hay evidencias de una gradación en el estilo de la mineralización desde el centro a la periferia. La parte central está más intensamente mineralizada con un "stockwork" de vetas de calcopirita-pirita-cuarzo y diseminaciones en parches. Las leyes varían de 0.71 a 1.38% de Cu y la aparición de molibdenita se correlaciona con las razones de calcopirita/pirita. La zona exterior tiene un bajo contenido de sulfuros en un "stockwork" de fracturas y está caracterizada por el predominio de la pirita con leyes menores del 0.1% de Cu normalmente. La mineralización está abierta en la parte inferior y las anomalías de PI de los extremos Norte y Sur de la zona Ashuaca tienden a indicar una mineralización más profunda que se extiende horizontal y verticalmente desde el afloramiento conocido.

2.2.1.6 Sumario y conclusiones: Hay tres tipos de mineralizaciones en el área: tipo pórfido de cobre ± molibdeno, tipo vetas y tipo "hot spring".

La mineralización de pórfido de cobre aparece en los granitoides y en las rocas de caja de Macuchi, mientras que los otros tipos sólo se encuentran en la Unidad Macuchi.

El Grupo Balzapamba-Las Guardias comprende plutones precursores de edad Oligocena con intrusivos dioríticos del Mioceno Inferior. La mineralización se encuentra dentro o en los contactos de la granodiorita temprana y las intrusiones tardías tienen una edad mínima de 20 Ma. Algunas de las mineralizaciones diseminadas en la granodiorita pueden ser significativamente más antiguas. Los tres prospectos descritos arriba tienen diferentes características de mineralización/alteración y exhiben pocos rasgos unificadores. Los controles estructurales están dominados por estructuras de rumbos N-S y NE/NNE, aunque las intersecciones con las fallas de rumbo NW son localmente importantes (ej. Las Guardias).

En contraste, el Grupo Chazo Juan-Telimbela presenta plutones precursores de edad miocena inferior en los que han intruido cuerpos del Mioceno Medio. Están caracterizados por una pequeña dispersión de edades jóvenes con clara evidencia de mineralizaciones tan jóvenes como 14.5 Ma. Todos estos prospectos representativos muestran una clara relación espacial entre las mineralizaciones de Cu-Mo ± Au ± Ag y los intrusivos dioríticos y de pórfido de cuarzo más jóvenes. Las estructuras de dirección E-W tienen un importante control estructural junto con las intersecciones con las fallas de rumbos NE/NNE y NW/NNW. Predominan la silicificación y la propilitización con alteraciones menores potásica o fílica localizadas.

2.3 Terreno Chaucha

2.3.1 Pórfido de Chaucha, Campo mineral Molleturo

2.3.1.1 Introducción: El depósito de cobre-molibdeno ± oro de Chaucha es el sistema porfídico mejor conocido y más intensamente estudiado del Ecuador. Desde su primera mención en la literatura científica por Goossens (1972) ha sido usado frecuentemente como el ejemplo ecuatoriano en las revisiones regionales (Mitchell & Garson, 1976; Sillitoe, 1988). Ha sido citado como el tipo clásico de pórfido de cobre (López et al., 1983) basándose en comparaciones con el modelo de Lowell & Guilbert (1970). En esta revisión la evidencia deberá ser reafirmada a la luz de los recientes mapeos y prospecciones.

2.3.1.2 Historia de la exploración: El depósito fue encontrado en 1968 durante un reconocimiento geoquímico regional de sedimentos fluviales realizado por las Naciones Unidas (UNDP, 1972). Desde su descubrimiento el prospecto ha sido investigado por varios proyectos patrocinados por gobiernos y asociaciones de exploración comercial. Entre 1970 y 1972 el Overseas Mineral Development Co. de Japón (OMDC) realizó una investigación detallada involucrando mapeo, geoquímica, geofísica, perforaciones y túneles. Desde 1978 a 1986 la Misión de Asistencia Técnica Belga (AGCD), con el Instituto Ecuatoriano de Minería (INEMIN) revaluaron el prospecto y completaron nuevos mapas, geofísica, cateos, perforaciones, túneles, petrografía y pruebas metalúrgicas finalizando en la recopilación de un vasto informe en 1989. Consúltense también las publicaciones de López et al. (1983) y Misión Belga (1986). Durante este período, Chaucha fue una reserva de la Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero-Metalúrgico (CODIGEM), posteriormente cancelada para facilitar su exploración por compañías.

Armeno Resources Ecuador Inc. obtuvo la concesión de explotación en julio de 1992 del Ministerio de Energía y Minas. Posteriormente en 1992, Armeno cedió una opción del 65% a Kookaburra Resources Ltd. que encargó informes a Fluor Daniel Wright – FDW (enero de 1993) y a Beacon Hill Consultants (abril de 1993) para estimar las reservas del óxido y de la mena secundaria, y para hacer un estudio de previabilidad.

No se han realizado nuevos estudios en el lugar a pesar de las favorables conclusiones en los informes, Kookaburra abandonó su opción.

Entonces Armeno otorgó una opción del 50% a Ecuadorian Copperfields (ECu), que dirigió la exploración durante 1994-1995, basada principalmente en sedimentos fluviales y muestreo de suelos para Au, con un informe favorable de Murtón (agosto de 1995). A mediados de 1995 estas dos compañías cedieron una opción del 65% a Ecuadorian Minerals Corporation (EMC) que realizó geoquímica coluvial y muestreo de núcleos para oro, y encargó una nueva valoración a Rhoden (mayo de 1996). Armeno y sus socios liberaron las concesiones en 1996 y la propiedad pasó a Carlos Puig & Asociados S. A. En 1998 Billiton obtuvo una opción y realizó muestreo geoquímico de suelos seguido por cinco perforaciones en el sector de Gur Gur.

La exploración superficial ha definido seis zonas de mineralización primaria en forma de "stockworks" de vetas y diseminaciones, pero sólo la mayor de ellas, la zona Naranjos, ha sido investigada en detalle. En 1970-1972 el grupo japonés perforó 89 sondeos en Naranjos, Malacates y Loma de Tunas. En 1981-1984 el equipo belga-DGGM perforó otros 36 sondeos; 11 en Naranjos y 25 en Pita Medio. Los sondeos se profundizaron entre 90 y 120 metros y totalizaron 12293 metros. La recuperación fue alta y la mayoría de los núcleos está aún disponible para inspección. Todos fueron analizados para Cu y Mo, pero no para Au. Complementariamente el equipo japonés excavó una labor seccionando Naranjos a 344 m, y en 1981 el grupo belga abrió otra a 224 m. Estos túneles ya no son accesibles. El OMRD estimó unas reservas de 55 Mt con leyes de 0.57% de Cu y 0.3% de Mo. FDW, usando una ley de corte del 0.2% de Cu, estimó unas reservas geológicas de óxidos y enriquecimiento secundario de 70.9 Mt con el 0.44% de Cu, y de sulfuros primarios de 80.4 Mt con el 0.32% de Cu (usando métodos "kriging" y distancia inversa cuadrada). Las reservas explotables establecidas en 54.4 Mt con 0.46% de Cu. Murton informó unas reservas de 40.9 Mt con 0.58% de Cu usando una ley de corte de 0.4%, que coincide con el perfil de ley/tonelaje de FDW. Siguiendo la exploración de Billiton en el sector de Gur Gur se ha perfilado una posible reserva de 22.6 Mt con el 0.55% de Cu primario y 20.8 Mt con el 0.53% de Cu secundario.

2.3.1.3 Geología: El depósito se encuentra cerca del margen Este del Batolito de Chaucha, 60 km al Oeste de Cuenca y a una elevación de 1400-2300 msnm. El batolito aflora en varios cientos de kilómetros cuadrados y está compuesto por diferentes fases variando desde granodiorita a diorita. (Dunkley & Gaibor, 1997a). La roca tipo predominante es una cuarzodiorita-tonalita de biotita-hornblenda, equigranular de grano grueso, conteniendo 20-25% de cuarzo, 30-45% de plagioclasa y hasta 30% de máficos. Secundarios ricos en Fe de un estadio tardío o biotita magmática tardía remplazan a los máficos. El Plutón de Chaucha es más diorítico en su composición y en alguna medida de grano más fino con desarrollo de texturas porfídicas. Intruye en rocas metamórficas del Paleozoico superior al Mesozoico inferior (esquistos, anfibolitas, cuarcitas y conglomerados), la Unidad Pallatanga del Cretácico medio (secuencia ofiolítica), la Unidad Yunguilla del Cretácico Superior (turbiditas), el Grupo Angamarca del Paleoceno al Eoceno (sedimentos siliciclásticos) y las volcanitas calco-alcalinas, intermedias a silíceas, del Grupo Saraguro del Eoceno inferior al Mioceno Medio.

La mineralización está alojada en rocas tonalíticas cerca y alrededor de los contactos con las intrusiones de pórfidos cuarzo-dacíticos posteriores, y dentro de las apófisis cuarzo-dioríticas y las brechas intrusivas. Los dos cuerpos principales son Tunas y Gur Gur (Fig. 2.3). Este pórfido contiene 5% de ojos de cuarzo (1-8 mm), 15% de plagioclasa (1-10 mm) y <1% de biotita euhedral gruesa en una matriz afanítica gris. La biotita es la única fase máfica y la presencia de abundante cuarzo libre sugiere que la dacita es un estadio tardío diferenciado de un complejo intrusivo. El análisis de elementos mayores en roca total, llevado a cabo por DGGM-INEMIN (1989) sugiere que esta roca tiene una afinidad química calco-alcalina potásica media. Una serie magmática así es óptima para el desarrollo de los pórfidos de cobre si el sistema está lo suficientemente evolucionado (Keith & Swan, 1997).

El Pórfido de Gur Gur ha sido descrito como si fuera el mismo que el pórfido de cuarzo de Loma Tunas (DGGM-INEMIN, 1989). Sin embargo, recientes estudios petrográficos de Billiton (Gold, 1998) han mostrado que gran parte, sino todo, de este intrusivo es una cuarzo-diorita con 80-90% de fenocristales de plagioclasa euhedral, con poco o nada de cuarzo. Ambas intrusiones contienen biotita fina secundaria remplazando la matriz y minerales máficos primarios y ambas tienen mineralización controlada por fracturas con alteración sericítica asociada. La mineralización de molibdenita está particularmente bien desarrollada en Gur Gur.

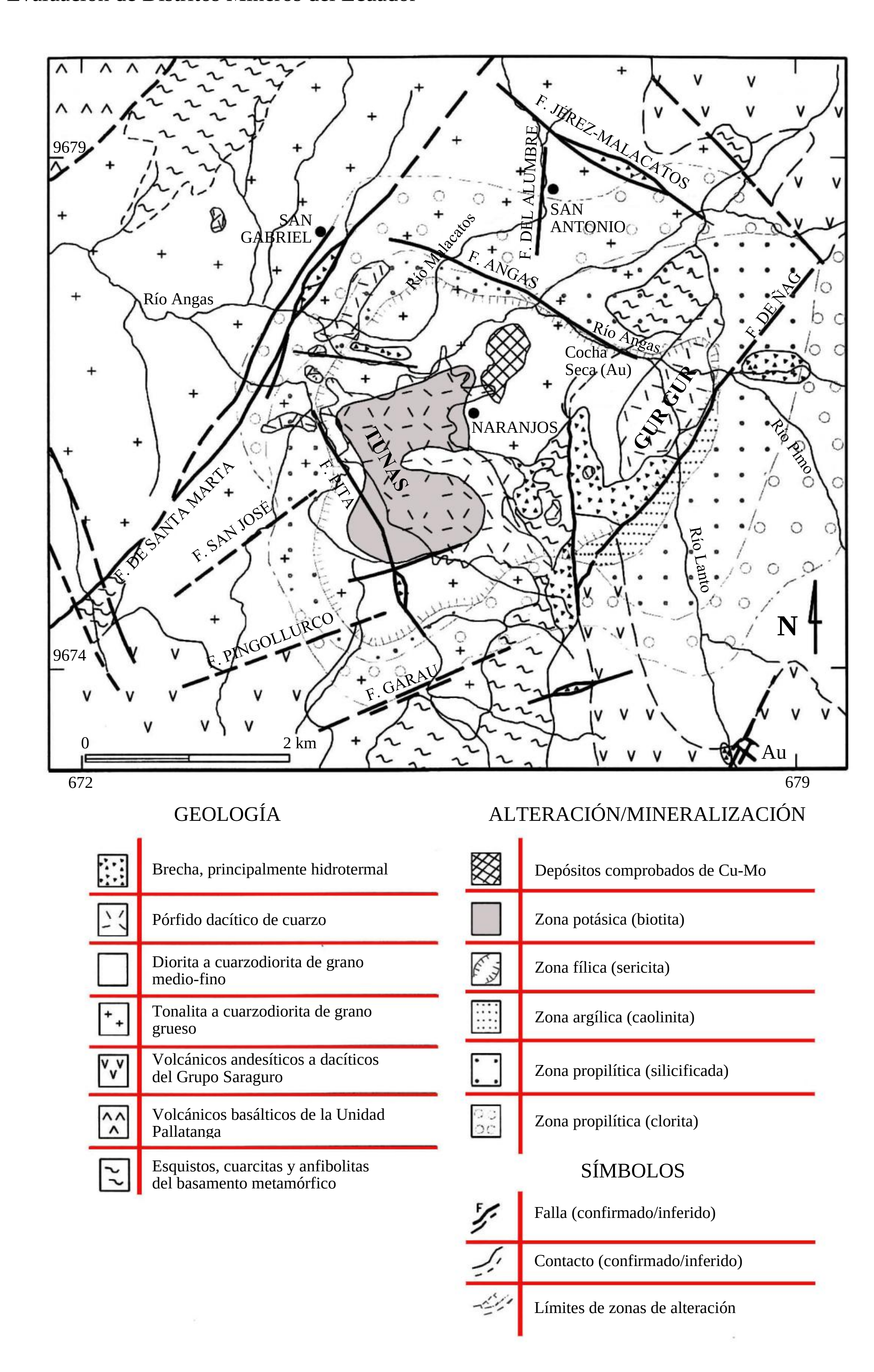


Figura 2.3 Mapa del sistema porfídico de Chaucha, Campo Mineral Molleturo, basado en los mapas de López et al. (1983) y de la Ecuadorian Minerals Corporation (1995)

La mineralización aparece como diseminaciones, tapizando fracturas, en vetillas de cuarzo y localmente en "stockworks". La mineralización en vetas predomina en la zona central de Cu de Naranjos, mientras el interior de algunas zonas satélites consiste exclusivamente de sulfuros diseminados.

Numerosos cuerpos de brechas aparecen dentro y alrededor del Plutón de Chaucha principalmente en las rocas encajantes metamórficas y en la vecindad de las intrusiones de pórfido de cuarzo. Los tipos de brechas varían desde brechas intrusivas no mineralizadas y diques de cantos con fragmentos polilíticos redondeados (0.5-50 cm) a brechas hidrotermales y de rotura con fragmentos angulares (0.1-50 cm) con intensa fracturación, poca o ninguna rotación y relleno/reemplazamiento por cuarzo, turmalina y sulfuros (pirita y calcopirita). Los rodados del Río Angas incluyen bloques de brecha de turmalina formada por grandes (<30 cm) fragmentos angulares de roca porfídica piritizada e intensamente lixiviada en una matriz de chorlo. Esta brecha es posible que se haya formado durante la desgasificación tardía del sistema ya que la misma turmalina se observa en las vetas de cuarzo-sericita tipo D. Los diques de cantos y las brechas hidrotermales parecen estar relacionadas con fallamientos y pueden representar la situación de las roturas estructurales de dirección NE.

La datación mediante K-Ar de la biotita y de la hornblenda en la tonalita presenta edades de 13.2 ± 0.5 Ma y 13.3 ± 0.5 Ma respectivamente (DGGM-INEMIN, 1989). Aunque no se ha establecido cual generación de biotita ha sido la utilizada, la cercana coincidencia de las dos edades minerales sugiere que es primaria. Esta edad es también comparable con los 13 ± 1 Ma obtenidos por Kennerley (1980) y que es considerada la edad mínima para el principal cuerpo de tonalitas.

Hay datos de dos edades mediante K-Ar de 12.0 ± 0.6 Ma (Snelling, 1970) y 9.77 ± 0.29 Ma (Muller-Kahle & Damon, 1970) en Chaucha. Estas edades están probablemente relacionadas con la intrusión de las dioritas y los pórfidos cuarzo-dacíticos en la tonalita-granodiorita principal, los cuales se cree que son la causa de la mineralización (López et al., 1983). Una edad de K-Ar en biotita del pórfido cuarzo dacítico aporta una edad de 11 Ma, pero la reproducibilidad de este resultado fue baja (DGGM-INEMIN, 1989). No obstante, esta edad cae dentro del rango de edades más jóvenes.

2.3.1.4 Estructura: Goossens & Hollister (1973) publicaron una primera descripción del depósito de Chaucha y propusieron que el sistema porfídico estaba controlado por la intersección de dos estructuras mayores. Éstas eran una estructura E-W, la Falla Chaucha, asumida alineada a lo largo del Río Angas y una estructura mayor NNE-SSW que fue llamada la Falla Cordillera. Aunque fallas menores de rumbo WNW se sitúan a lo largo del Río Angas (Fallas Angas y Tunas) Dunkley & Gaibor (1997a) no encontraron evidencias de una estructura primordial profunda de rumbo E-W. La "Falla Cordillera" es considerada como el equivalente de la Falla Bulubulu, una sutura fundamental que separa las rocas metamórficas del Sureste de los basaltos de fondo oceánico de la Unidad Pallatanga en el Noroeste y que está situada a pocos kilómetros al Oeste de Chaucha.

Cierto número de fallas y fracturas NE-SW a escala de distrito atraviesan el área (ej. las fallas Ñag y Santa Marta) y aunque ninguna de ellas parece muy importante, pueden haber tenido un profundo efecto en el emplazamiento de las intrusiones y mineralizaciones tardías como puede verse en las orientaciones del pórfido de cuarzo de Gur Gur, la zona de Cu de Naranjos, algunos cuerpos de brechas, las zonas de alteración y las anomalías de Cu-Mo. También es significativo el control por fallas de la mineralización de Au-Ag epitermal de Beroen, 10 km al NNE y también con rumbo NE (ver Volumen 2).

La geoquímica de la zona de Cu Naranjos y sus extensiones en dirección parece indicar que una serie de fallas NW-SE pueden desplazar dextralmente la zona Naranjos de rumbo NE. Estas fallas NW se manifiestan en varios drenajes (ej. Ríos Naranjo y Pita). Otras orientaciones de fallas que se presentan en el área y las brechas hidrotermales encajantes o la mineralización en “stockwork” incluyen WNW-ESE (fallas Jérez-Malacatos y Angas), ENE-WSW (fallas Machupiana, Garau, Pingollurco y San José) y N-S (fallas Alumbre y Cocha Seca). Los azimuts de todas estas fallas están reflejados en las orientaciones de las vetillas y fracturas del “stockwork” mineralizado.

2.3.1.5 Alteración y mineralización: López et al. (1983) informa que la alteración hidrotermal es conforme con el modelo clásico concéntricamente zonado de Lowell & Guilbert (1970) (Fig. 2.2; cf. Fig. 1.2). Describen un amplio núcleo potásico caracterizado por la biotita secundaria de 3-4 km de diámetro y situado al SW de la zona Cu de Naranjos. Está rodeado por una zona fílica de alteración cuarzo sericítica que se superpone a la alteración potásica, y que está a su vez rodeada por una zona exterior propilítica, de 0.5 a 1.0 km de ancho con clorita-epidota y carbonatos con intensa piritización. La alteración argílica caracterizada por una caolinización penetrativa ha sido descrita entre las zonas fílica y propilítica solamente en la parte Sureste, aunque zonas de alteración argílica poco definidas también se encuentran en otros lugares. La parte SE del área mineralizada, donde la zona argílica aflora, puede corresponder a la parte apical del sistema, mientras que la parte NE exhibe niveles mucho más profundos. La silicificación está desarrollada localmente en la parte interior de la zona propilítica y alrededor de los cuerpos de brechas. La exploración comercial más reciente indica que la zona fílica puede ser más extensa que la previamente señalada por López et al. (op. cit.), extendiéndose por el Noreste del prospecto. Aquella extensión está relacionada con una segunda pequeña zona de alteración potásica asociada con la intrusión diorítica de Gur Gur. Las brechas turmalinizadas hidráulicamente fracturadas también aparecen en las capturas de los ríos Llanto y Angas y en la cresta sobre Naranjos.

Los minerales primarios que forman la mena incluyen pirita, calcopirita, molibdenita, bornita y como menores esfalerita, pirrotina, magnetita, hematita y galena. También han sido descritos rutilo, scheelita y neotocita (silicato hidratado de MnFeCu). Caparazones anulares de mena han sido descritos por López et al. (1983). La zona interior de alteración potásica es estéril. La calcopirita, bornita, molibdenita y pirita aparecen en la transición potásica-fílica y pasan hacia afuera a una asociación de pirita, calcopirita y molibdenita en el exterior de la zona fílica y a pirita, calcopirita y galena en la zona propilítica. No existe una zona interior bien definida de predominio de la molibdenita como es común en muchos pórfidos clásicos. En cambio, el zonado parece reflejar un decrecimiento hacia afuera de la razón Cu/Fe; un rasgo de muchos tipos plutónicos.

La alteración y paragénesis mineral determinada por Gold (1998) es la siguiente:

Fase 1: Biotita + pirita + magnetita magmáticas tardías. Biotitización a muy gran escala remplazando la hornblenda y parcialmente la biotita primaria en todos los intrusivos, excepto el pórfido cuarzo-dacítico tardío fresco, y ocasionando biotitización de las anfibolitas en la roca de caja. Esta zona está bien extendida dentro de la actual zona propilítica. Se ha observado que la calcopirita diseminada está localmente asociada con la biotita secundaria.

Fase 2: Veteado deutérico de clorita + magnetita + pirita ± epidota ± cuarzo. Cloritización en la misma escala que la alteración de biotita secundaria e incluye cloritización penetrativa de la biotita a lo largo de fracturas. Calcopirita y molibdenita pueden aparecer localmente en vetas. Halos de clorita bordean las vetillas de calcita-pirita.

Fase 3: Alteración hidrotermal de cuarzo + sericita + pirita. El principal evento hidrotermal, que tiene una distribución más restringida que las dos primeras fases, está controlado por fracturas. Hay reemplazamiento penetrativo de los pórfidos dioríticos y de las rocas metamórficas de caja. Esta alteración se sobrepone a la cloritización regional y está asociada con mineralización de Cu-Mo. La sericita está formada como halos destructores de los feldespatos en las vetas y se transforma en penetrativa cuando la densidad de vetas es muy alta. Remplaza a los máficos y las plagioclasas en las dioritas, mientras que los pórfidos dacíticos están virtualmente inafectados. La turmalina parece estar relacionada con este evento.

Fase 4: Alteración de clorita + magnetita + epidota + pirita ± albita ± calcita ± natrolita. Un "frente de Ca-Na" propilítico forma la zona de alteración más externa (Fig. 2.3) y localmente se sobrepone la alteración fílica. La mineralización en estas vetas propilíticas no es típica de este ambiente, consistiendo de calcopirita y molibdenita asociadas con clorita y magnetita. Las vetas parecen estar controladas estructuralmente, forrando y claramente cortando el evento de alteración anterior de clorita + magnetita + pirita. La natrolita normalmente interseca vetas propilíticas más tempranas y la albita forma localmente halos en las vetas de clorita + pirita + magnetita.

Fase 5: Estadio de mineralización tardía con cuarzo + pirita ± calcopirita ± esfalerita ± galena ± especularita ± calcita.

Puede observarse que la mineralización hipogénica de cobre, formada casi exclusivamente de calcopirita, se produjo en todos los estadios de la evolución magmático-hidrotermal. Los minerales secundarios incluyen calcosina, covelina, digenita, bornita, tenorita, cuprita, cobre nativo, malaquita, azurita, goetita y limonita.

2.3.1.6 Dispersión geoquímica secundaria y características geofísicas: El cuerpo Naranjos tiene un área superficial de 45 ha. Está cubierto por una zona gossanosa, oxidada y lixiviada de 30-40 m de espesor, (40-60 m; máx. 100 m de cobertera coluvial combinada y zona oxidada) que contiene poco cobre. Bajo ella existe una zona de enriquecimiento supergénico con un promedio de 60 m de espesor, pero que localmente alcanza hasta 100 m, conteniendo covelina, bornita, calcosina y digenita. Bajo ella hay una zona transicional de enriquecimiento secundario que pasa hacia abajo a la mineralización hipogénica formada por pirita, calcopirita, molibdenita, esfalerita y pirrotina.

El depósito tiene una firma geoquímica superficial muy marcada. Este proyecto ha detectado una anomalía de Cu-Mo muy intensa con una larga zona de dispersión en el sistema de drenaje del Río Chaucha. Los estudios previos habían mostrado la presencia de intensas anomalías de Cu y Mo en los suelos sobre la zona de alteración fílica, que rodea al área central sub-anómala correspondiente al núcleo potásico estéril del sistema porfídico. También hay anomalías de cobre situadas alrededor de Gur Gur, donde sobreyacen alteración fílica que posiblemente envuelve un área satélite de alteración potásica. Las anomalías de Cu-Mo están rodeadas por numerosas anomalías de Pb y Zn dispuestas concéntricamente. Cierta superposición espacial se produce entre las anomalías de Cu y Zn, pero existe una intensa relación excluyente entre Zn y Mo. Las zonas de silicificación intensa se caracterizan por anomalías de Au, Ag y W. En varias áreas la scheelita aparece en los concentrados de minerales pesados de los sedimentos fluviales. Las concentraciones más altas se producen en el Río Malacatos, donde López et al. (1983) cita hasta 10 g de scheelita en los concentrados de minerales pesados de una sola batea.

La prospección geofísica ha mostrado que una subzona pirítica (7-20% de pirita) correspondiente a la parte silicificada interior de la zona propilítica crea un anillo de intensas anomalías de PI.

2.3.1.7 Indicios de oro: Recientemente el área de Chaucha en general ha atraído la atención como blanco de exploración de metales preciosos. El oro aparece en la zona rica en Cu y está asociado con brechas y también con vetas periféricas, cizallas y áreas de intensa silicificación. Gran parte del drenaje presenta valores anormalmente altos de Au (<500 ppb), pero muchas de las áreas escogidas para muestreo de suelos de seguimiento no tuvieron valores. Murton (comisionado por ECu para examinar toda la concesión para oro) atribuye esto mayoritariamente a la distribución fluvio-glaciar del oro. Posteriores trabajos de seguimiento en suelos, coluviones y muestreo de esquirlas de roca revelan dos áreas con potencial de oro significativo, ambas situadas en cerca del límite entre las alteraciones fílica y argílica.

En Cocha Seca (o Ridge Porphyry), 1 km al ESE del campamento Naranjos, se explotaron “stockworks” de óxidos de hierro enriquecidos en oro en amplios tajos abiertos del Pueblo Cañari (periodo Precolombino). Los antiguos trabajos pueden ser seguidos por más de 900 m a lo largo de una dirección N a NNW con 5 o 6 sistemas buzando fuerte (>75°) al Este y extendiéndose en una anchura total de 80 m. Los tajos abiertos tienen en la actualidad 10-15 m de profundidad bajo la topografía original y los depósitos de los deslizamientos de ladera dentro de ellos son de 6-12 m de espesor. Labores de prueba confirmaron la existencia de zonas de 2-6 m de ancho de un “stockwork” de vetillas de cuarzo y pirita en pórfido de cuarzo o tonalita (Rhoden, 1996). No existen indicios de Cu-Mo. La mineralización está confinada a un crestón lo que implica silicificación en algún grado. El material total removido en la minería antigua excede las 100000 tm.

En Gur Gur, en el lado Norte del Río Angas, un pequeño asentamiento Cañari está situado en el filo de este agudo crestón E-W. Este rasgo está formado por ortocuarcitas y rocas andesíticas que están levantadas y cortadas por un pequeño “stock” porfídico. La mineralización de oro se presenta en los óxidos de Fe de juntas y fracturas en la cuarcita, con un fuerte enriquecimiento en las muestras superficiales. La mineralización parece extenderse E-W desde el pórfido hasta las cuarcitas y está asociado con anomalías de Cu y Mo.

En la parte alta del Río Lanto, en el límite SE de la concesión (6787-96730) una cizalla milonítica desarrollada en andesitas de buzamiento suave (10-20° E) aloja una fina veta de cuarzo (20-30 cm) con pirita (oxidada), calcopirita y oro. Esporádicamente es trabajada por los mineros locales. Han sido citados valores de hasta 24 g/t (Murton, 1995).

Intensa silicificación, veteado, brechificación y piritización han sido descritos en la zona de techo del sistema porfídico de Chaucha alrededor del Cerro Cascajo (Dunkley & Gaibor, 1997a). En esta localidad también existen “stockworks” y brechas mineralizadas. Otras áreas de intensa alteración y piritización aparecen más arriba en el crestón hacia el asentamiento de Cascajo.

2.3.1.8 Discusión y conclusiones: Las principales características del depósito de cobre porfídico de Chaucha y su entorno geológico están resumidas en el perfil del depósito mineral (Tabla 8.4) y pueden ser encontradas en la Base de Datos de Ocurrencias Minerales (N° 46).

Los puntos claves relacionados con los controles de la mineralización, relevantes para una mejor definición del modelo genético y descriptivo para Chaucha, son los siguientes:

I. Las relaciones de campo indican que la secuencia intrusiva es:

(i) Cuarzodiorita-tonalita con hornblenda-biotita de grano grueso.

(ii) Cuarzodioritas y dioritas hornbléndicas de grano fino (Plutón Chaucha).

(iii) Pórfidos cuarzo-dacíticos ("stock" Tunas).

II. Todos los tipos de rocas de esta asociación son de afinidad calco-alcalina, bajos a medios en potasio y muestran una clara secuencia de fraccionamiento desde tonalita plutónica de hornblenda-biotita a pórfido de hornblenda diorítico, pórfido cuarzodiorítico y, finalmente, pórfido de biotita-cuarzo dacítico.

III. La abundancia de magnetita hidrotermal y anhidrita en Naranjos sugiere que el magma estaba oxidado moderada o fuertemente. Dada la escasez de feldespato alcalino se han considerado que las series magmáticas son inmaduras (Gold, 1998).

IV. Las edades de K-Ar muestran un estrecho rango (13-9 Ma) con una intrusión precursora voluminosa del Mioceno medio, mientras que la edad el último estadio de pórfido de cuarzo dacítico, las brechas hidrotermales y la mineralización de Cu-Mo ofrecen una edad mínima de 9.8 Ma.

V. La mineralización está espacial y temporalmente asociada con los pórfidos de cuarzo dacíticos y sus brechas asociadas. El emplazamiento de la dacita ocurrió durante los estadios de pausa del evento ya que la sericitización localmente intensa de la matriz ha sido registrada en su contacto con la tonalita en Naranjos.

VI. La mineralización en Chaucha está ampliamente alojada por la tonalita parental, lo cual es típico de los sistemas inmaduros (Williams, 1995).

VII. La localización del sistema porfídico y de los pórfidos individuales está controlada estructuralmente en gran medida. El juego ortogonal de las fallas de direcciones NE y NW ha determinado la forma, orientación y posición de algunas zonas mineralizadas. Las fallas de rumbo NE son de gran importancia.

VIII. Un sistema circulatorio centralizado penetrativo ha llevado a una amplia zonación concéntrica de la alteración y la mineralización metalífera. Los centros satélites con mineralización de menor grado están asociados con pórfidos, intrusivos y brechas hidrotermales controlados por fallas.

IX. Asumiendo que gran parte del desarrollo temprano de la biotita no es parte de una corneana isoquímica, su generalizado desarrollo junto con la mineralización extensa de bajo grado (ej. la mineralización de Cu-Mo está localmente en la zona propilítica y la geoquímica superficial ha indicado un amplio halo de Pb-Zn de hasta 7 km de ancho) sugieren que el sistema era relativamente profundo y esencialmente cerrado.

X. La amplia zona de alteración fílica y la parcial superposición del núcleo potásico sugieren que los estadios ortomagmáticos tempranos, durante los cuales parte del mineral diseminado fue depositado, fueron sucedidos por una célula convectiva termalmente guiada y una mineralización en "stockwork".

XI. Se han reconocido cuatro fases de alteración.

XII. El evento fílico está considerado relacionado con una descompresión súbita e hidrofracturación contemporáneas con el emplazamiento de las brechas hidrotermales con turmalina y el principal estadio de mineralización.

El pórfido de Cu-Mo de Chaucha evolucionó desde un grupo cerrado de pórfidos genéticamente relacionados con un precursor tonalítico-cuarzodiorítico de proporciones batolíticas. Así, por definición, Chaucha es un depósito de pórfido de Cu plutónico. Normalmente estos sistemas de pórfidos se inmovilizan a niveles relativamente profundos (>2 km) y de aquí que la mayoría de los depósitos Cordilleranos de este tipo sean mesozoicos a terciarios inferiores para permitir que haya tiempo para su descubrimiento y exhumación. En contraste, Chaucha se desarrolló en el Mioceno medio-superior como muchos de los pórfidos clásicos de niveles altos. La relativa inmadurez del sistema magmático-hidrotermal del Chaucha podría interpretarse como un emplazamiento rápido a un nivel alto. La rápida exposición superficial puede haber sido asistida por un levantamiento y erosión acelerados asociados con un evento compresivo mayor en ca. 10 Ma que invirtió las cuencas y cabalgó el Grupo Saraguro sobre las cuencas intramontañosas. Este evento también puede explicar el completo removimiento de cualquier roca volcánica comagmática próxima, cf. Quimsacocha. Se puede hacer una comparación con los niveles erosivos del cercano prospecto epitermal Beroen, 10 km en la dirección regional, al NNE (ver Volumen 2) donde una intensa disección erosional ha expuesto la intrusión de pórfido de Cu-Mo del Mioceno Superior infrayacente: con una diferencia de ca. 1400 m entre la paleosuperficie miocena (ca. 4450 msnm) y el fondo del valle del Río Canoas. El depósito Naranjos y las intrusiones dacíticas de Chaucha están actualmente expuestos a una elevación de 1700-2100 msnm, al menos 1000 m más bajos que el Río Canoas en Beroen, lo que sugiere que han sido removidos hasta 2500 m de las rocas superiores

2.3.2 Zaruma-Portovelo, Sub-distrito El Oro

2.3.2.1 Introducción: La zona minera Zaruma-Portovelo ha producido >120 toneladas de oro y unas 250 toneladas de plata y es históricamente el distrito más importante y productivo en Ecuador (Andrade, 1911; Baragwanath, 1912; Billingsley, 1926; UNDP, 1969). Es un sistema de vetas epi-mesotermales con un tamaño (4×15 km) y extensión vertical (1400m) bastante excepcionales.

2.3.2.2 Historia de la explotación: La zona mineralizada es conocida desde los tiempos precolombinos y fue trabajada para oro en la época colonial española. Durante el periodo 1549 (fundación de la ciudad de Zaruma) y 1871 hubo una considerable actividad prospectiva y la mayoría de las vetas fueron descubiertas y trabajadas. Se estima que un total aproximado de 30 minas de pequeña escala estaban activas. En 1871 se estableció una pequeña compañía minera con capital chileno, pero sin una producción apreciable. En 1878 fue fundada la Zaruma Gold Mining Company con capital británico y la compañía inició exploración subterránea y una cierta producción. El principal período de explotación de la zona, no obstante, fue con la South American Development Company (SADCO) una subsidiaria de ASARCO, que se formó en 1904 y realizó prospección sistemática, desarrollo y producción hasta 1950. Esta compañía compró los derechos del sector Minas Nuevas en 1920 y comenzó una detallada investigación que dio buenos resultados con el descubrimiento de ricos puntos de mineral. SADCO trabajó los niveles superiores con túneles y un pozo para acceder a los niveles inferiores. La mayoría del oro provino de seis vetas. Entre 1904 y 1936 la compañía sólo recuperó el oro mediante cianuración. En 1936 fue instalada una planta de 450 t de flotación/cianuración para recuperar los sulfuros y los concentrados de plata. La producción estimada de oro de la operación SADCO totalizó 3.6 Moz (108 t/d) de 7.6 Mt de mena con una ley de corte de 14.4 g/t. A pesar del incremento de los costos de operación y de un precio del oro desfavorable, la mina fue rentable hasta 1944 cuando una masiva entrada de agua inundó el nivel 9. Cuando SADCO cesó finalmente las operaciones en 1950 y el Gobierno Ecuatoriano compró todos los activos y formó inicialmente la llamada Compañía Anónima Mineral Industrial Ecuatoriana (CAMINE) que fue reconstituida como Compañía Industrial Minera Asociada S. A. (CIMA). La Municipalidad de Zaruma (con el 52%) y la Corporación de los Trabajadores con el 48%. Desde comienzos de los 50s hasta el fin de 1965 CIMA produjo 1.5 Mt de mineral con una ley media de 0.2507 oz/t (7.5 g/t) de Au, 2.07 oz/t (62 g/t) de Ag, 0.9% de Cu y 1% de Zn. Un total de 375000 oz (11.7 t) de oro. Desde 1965 debido a la falta de inversiones en exploración y desarrollo, la ineficacia de los métodos de explotación y la baja productividad, CIMA registró pérdidas y finalmente se declaró en quiebra en 1978. Durante el período 1955-1965 se realizaron trabajos de pequeña escala en los sectores Minas Nuevas y Cerro de Oro con una media de 50 t/día. Estas concesiones de independientes fueron tomadas por CIMA en 1973. Desde 1979 a 1994 se realizó explotación reducida por parte de la Dirección General de Geología y Minas (DGGM), posteriormente INEMIN, de una zona llamada PROYECTO PORTOVELO que se extiende desde el Sector El Tablón en el Sur a la ciudad de Malvas en el Norte. Unas 30 t/día fueron producidas en la vieja mina de SADCO-CIMA hasta finales de 1983, cuando nuevas entradas de agua inundaron la mina hasta el nivel 1. A partir de este momento las operaciones tuvieron una magra producción de ca. 12 t/día con una ley media de 18 g/t de las vetas San León y Agua Dulce. Bajo el marco del "Proyecto Portovelo" la DGGM-INEMIN sólo pudo emplear a una pequeña proporción de la fuerza laboral de CIMA y la gran cantidad de desempleados fue la principal causa de la invasión de todas las concesiones (incluyendo el Proyecto Portovelo) por mineros informales 'petroleros'. El resultado fue un estado virtual de anarquía con proliferación incontrolada de operaciones a pequeña escala. En algunos sectores se establecieron cooperativas con plantas de recuperación. Con el ánimo de legalizar y regular esta caótica situación INEMIN introdujo en 1985 un esquema para subdividir la concesión en lotes de acuerdo con la cantidad de terreno poseído y el tamaño de la operación informal. Los boyantes precios del oro hasta 1988 animaron la continuidad de la minería a pequeña escala en contra de unas leyes de metales preciosos decrecientes. Los mineros artesanales a pequeña escala minan, trituran y amalgaman la mena para la extracción del oro libre. Los residuos con leyes >10 g/t de oro son transportados en camión a más de un centenar de plantas de cianuración a lo largo del río Amarillo. Toma alrededor de un mes tratar 100 t y la recuperación es de un 75%.

En 1992 la estimación oficial de reservas las situaba en 120000 toneladas de mineral probado y probable, con leyes de 1.0% de Cu, 1.7% de Zn, 63 g/t de Ag y 12 g/t de oro.

Los mediados-finales de los 90s han visto algo de renacimiento con el establecimiento de las operaciones mineras modernas de pequeña escala BIRA S. A. en Zaruma y MINANCA en Portovelo que han rehabilitado algunos de los viejos trabajos de SADCO. La mina Bira trabaja las vetas Andrea, Vizcaya y Elizabeth a una elevación de 1177 msnm. La veta Vizcaya ha sido desarrollada ahora por más de 1500 m hacia el Norte y en octubre de 1994 la extensión Sur, llamada Octubrina, fue descubierta. La mena es inicialmente procesada a la entrada de la mina y luego transportada por camiones a una planta construida para ese fin a 12 km en Piñas, con una capacidad de 130 t/d con CIP, circuitos de gravedad y flotación y todos los avances del refinado de metales preciosos. La producción actual es de 90-100 t/d con una ley media de 20-30 g/t resultando ca. 24000 oz/año de Au (0.75 t/año).

Numerosos estudios sistemáticos de la mineralización del distrito de Portovelo han sido realizados por los geólogos de SADCO y por varios consultores y misiones extranjeras. Hasta 1946 casi todo el trabajo exploratorio, regional y en detalle, fue realizado por SADCO. Las investigaciones de L. Yantis & P. Billingsley (1926) fueron la base de la exploración y el desarrollo. Otras contribuciones importantes fueron hechas por McIver (1924), Hudson (1924), McGonigle (1928), Riggs (1938), Jarrell (1940), Knox (1943-1944) y Hume (1946). El sector de Ayapamba fue estudiado por Marikovsky (1958) para CIMA. Hacia el final de la propiedad de SADCO el área fue visitada sucesivamente por las misiones de Francia (Mangez-Mosquera, 1959), Alemania (Schneider-Scherbina, 1958), Estados Unidos de Norteamérica (Erickson, 1961), Japón (Kizuka et al., 1980) y Bélgica (1985-1986, informe final 1989a, b). Las Naciones Unidas (1969, 1972) también llevaron a cabo extensas investigaciones en los sectores Vizcaya y Cordoncillo y algo más tarde un consultor de BID llevó a cabo una evaluación y propuso un programa de exploración (Alfaro, 1980). Las únicas descripciones geológicas publicadas de Portovelo-Zaruma son de Billingsley (1926) y Van Thournout et al., (1991, 1996). El resto de la información está archivada en informes sin publicar.

2.3.2.3 Geología: La mineralización de Zaruma-Portovelo está alojada en volcanitas intermedias a silíceas de la recientemente definida Unidad Portovelo (Pratt et al., 1997) que está fallada contra las rocas metamórficas del Sur a lo largo del Sistema de Fallas Piñas-Portovelo y que se superpone disconformemente sobre el Complejo Metamórfico de El Oro. Esta unidad está dominada por lavas andesíticas masivas porfídicas a basaltos andesíticos y brechas con tobas de cristales intermedias. También incluye tobas de "ash-flow" riolíticas a dacíticas con intercalaciones sedimentarias (pizarras-cherts) menores. Las volcanitas andesíticas muestran alteración propilítica generalizada de bajo nivel a epidota, clorita y calcita. Autores anteriores habían incluido esta secuencia en la Formación Célica (DGGM, 1982), la Formación Piñón (DGGM, 1973; DGGM, 1975) y en las Volcanitas Saraguro (BGS & CODIGEM, 1993). Datos recientes (Aspden, com. per.) indican edades de 21.5-28.4 Ma (Oligoceno más alto a Mioceno muy temprano) que confirman la pertenencia de la Unidad Portovelo al Grupo Saraguro. Esto contrasta con la edad radiométrica por K-Ar en roca total de 15.3 ± 0.5 Ma, es decir post-Saraguro, citada por Van Thournout et al. (1996) en un flujo de lava dacítica cerca de Piñas. Esta edad más joven es cercana a las granodioritas de Paccha (16.89 ± 0.16 Ma) y puede reflejar un evento magmático del Mioceno Medio. Van Thournout et al. (1991, 1996) informan que todas estas volcanitas miocenas están cortadas por los stocks, diques y sills de riolitas comagmáticas que están concentradas en dos focos principales alineados al NW centrados en los cerros Santa Bárbara y Zaruma Urcu. Estos cerros se mantienen como restos erosivos debido a su intensa silicificación.

En el examen de Zaruma Urcu no se encontró evidencia de intrusión riolítica. Una andesita porfídica de feldespato intensamente argilizada con un “stockwork” de óxidos de hierro localmente bien desarrollado está expuesta en las faldas mientras que la cumbre del cerro tiene un sombrero de sílice. La silicificación penetrativa varía de textura brechoide sacaroidea con cavidades drusiformes o sílice “vuggy” a masiva, de grano fino a criptocristalina. Todas las gradaciones, desde la andesita débilmente silicificada, se encuentran en el material de los rodados. Es evidente algo de bandeado, que tiene la apariencia superficial de riolita con bandeado de flujo, pero ha sido interpretada de diferentes maneras, como sinter silíceo y/o paquetes de pizarra o chert laminados intensamente silicificados. Seis muestras fueron tomadas en diferentes lugares para deducir la composición del protolito y fueron enviadas para análisis de roca total (ICP-AES y XRF) asumiendo que los elementos HFS relativamente inmóviles puedan conservar la firma de la roca. Todas las muestras caen en el campo de las traquiandesitas en el diagrama discriminante de Zr/TiO_2 vs. Nb/Y de Winchester & Floyd (1977). Con la firma de Nb/Y parecería que las rocas son más alcalinas de lo esperado, no pertenecientes a las series de arco volcánico calco-alcalino. Los dos métodos analíticos usados, indican una composición dacítica-andesítica a traqui-andesítica y por tanto la presencia de una intrusión substancial de riolitas puede ser descartada. Se concluye por tanto que, si algunas riolitas están presentes, es en hojas delgadas con una orientación WNW-ESE y son volumétricamente insignificantes.

2.3.2.4 Estructura: El principal rasgo estructural de la región es el Sistema de Fallas Piñas-Portovelo (P-P). Esta importante falla/cabalgamiento Este-Sureste tiene un gran descenso en el bloque Norte y separa el Grupo Saraguro del Complejo Metamórfico de El Oro. También constituye el límite Sur del sistema de vetas auríferas. El desplazamiento del Grupo Saraguro al Oeste de Zaruma indica un salto vertical de al menos 3 km entre Piñas y Zaruma (Pratt et al., 1997). Mientras que al Oeste de Piñas la falla aparece con buzamiento alto, entre Piñas y Salati y al SE de Portovelo es un cabalgamiento vergente al Sur, buzando al Norte (Pratt et al., 1997). Retrocabalgamientos vergentes al Norte han sido citados cerca de Piñas. Las litologías del basamento a lo largo de la Falla Piñas-Portovelo han sido deformadas cataclásticamente y brechificadas por el fallamiento normal más joven (reactivado) según Aspden et al. (1995).

La Falla Puente Busa-Palestina (P-B-P), situada 10 km al Norte, es paralela a la Falla Piñas-Portovelo, de la misma edad, orientación y sentido de movimiento. Esta falla delimita el principal enjambre de vetas cerca de Malvas. El sistema de vetas Minas Nuevas, al Norte de la falla P-B-P representa la continuación Norte de la mineralización, pero con un salto sinistral en planta de 2-4 km en relación con el principal enjambre (Fig. 2.4). Fallas de rumbo NE con una cantidad limitada de desplazamiento dextral están presentes al Sur de Portovelo y Norte de Zaruma (Van Thournout et al., 1996). Éstas forman un sistema conjugado con las estructuras de rumbo Noroeste.

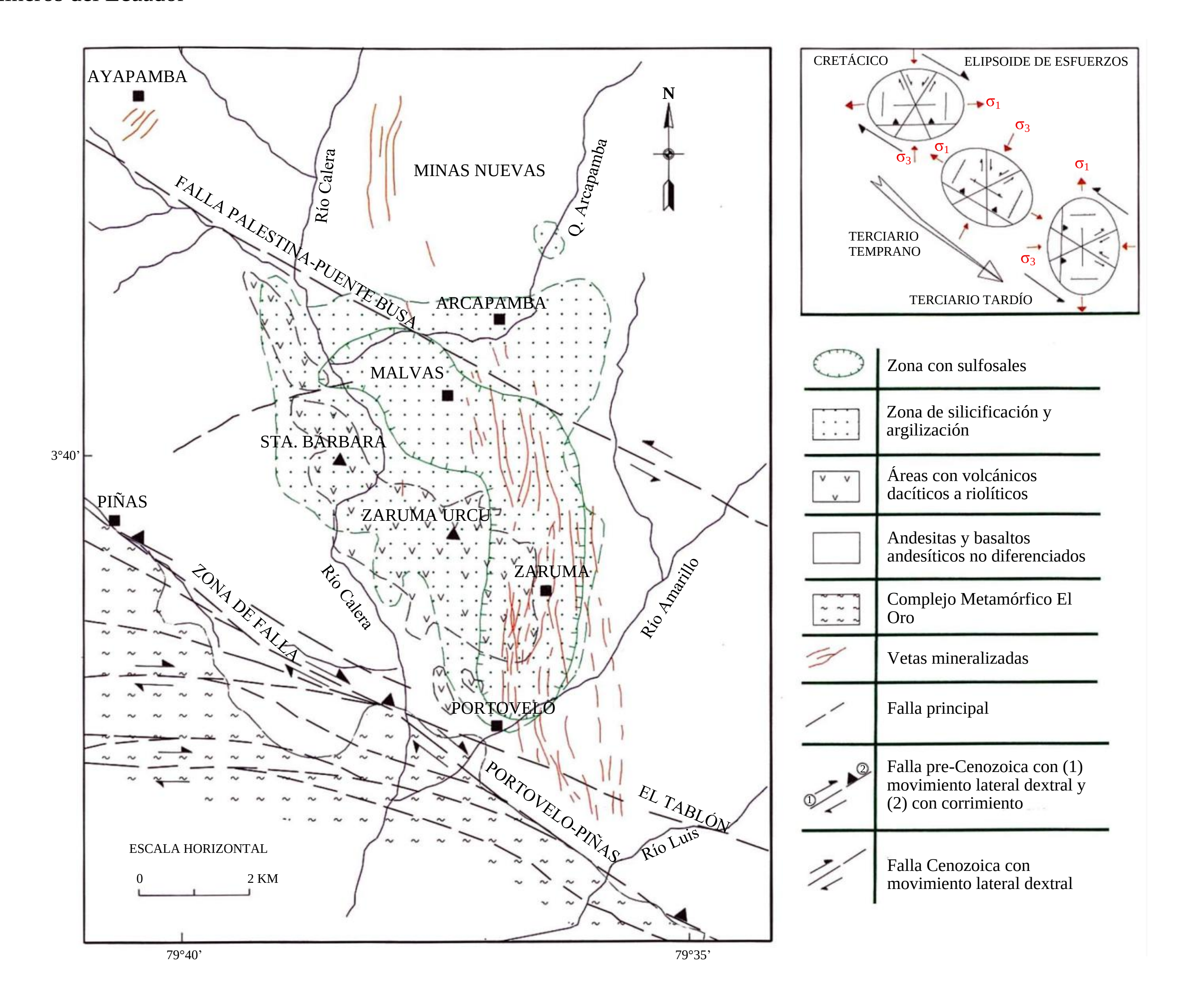


Figura 2.4 Mapa geológico del Campo Minero de Zaruma-Portovelo, Subdistrito El Oro. Compilación basada en los mapas de Van Thournout et al. (1996) y el mapa del Complejo Metamórfico de El Oro (Aspden et al., 1995)

Las estructuras de dirección N-S con buzamiento predominante al Este están bien desarrolladas entre Portovelo y Zaruma. En planta a escala de distrito el enjambre de vetas es principalmente N-S entre las fallas P-P y P-B-P, pero con inflexiones antihorarias cerca de las intersecciones con las fallas dando un aspecto general en Z. Van Thournout et al. (1996) han propuesto que las fallas regionales de rumbo NW son las responsables del desarrollo de un amplio espacio dilatante N-S que ha localizado la deposición del mineral en las rocas andesíticas. Los espacios dilatantes o los dúplexes extensionales son sitios favorables para la mineralización extensional (Sibson, 1986). Un dúplex extensional o transtensional podría implicar un sentido dextral de movimiento lateral. No obstante, si Minas Nuevas es la continuación de la estructura de vetas Portovelo-Zaruma-Malvas es necesario un componente de movimiento sinistral neto. Un campo de esfuerzos remotos de dirección E-W asociado con el régimen de subducción en el Terciario Superior puede invocar también un sentido de movimiento sinistral. A este respecto es notable que el Sistema de Fallas de Jubones que forma el límite Norte del Complejo Metamórfico de El Oro, sea interpretado como una falla inversa vergente al Norte, pero con evidencias de desplazamiento sinistral (Pratt et al., 1997). Dada la actual orientación del enjambre de vetas, la dilatación sólo pudo conseguirse con un campo de esfuerzos Norte a Noreste.

La interpretación de la cinemática a lo largo de fallas mayores dentro y delimitando al basamento está complicada por la superposición de cierto número de eventos bajo un régimen de esfuerzos cambiante. El evento Moromoro del Triásico Superior ocasionó la deformación y el metamorfismo en una zona regional de transpresión dextral (Aspden et al., 1995). El evento Palenque, del Cretácico Medio, está asociado con el desprendimiento del bloque El Oro de la División Loja de la Cordillera Real y su rotación antihoraria hasta su actual configuración E-W. Las estructuras generadas durante el evento Palenque dominan el basamento al Norte de la zona de falla Zanjón-Naranjo. Las fallas E-W de esta zona tienen una compleja historia de movimiento, pero sugieren un sentido dextral de cizalla con hundimientos suaves (Aspden et al., 1995). Los movimientos pre-Cenozoicos parecen ser muy oblicuos dextrales y haber generado dúplexes compresionales en dirección dentro del basamento.

Durante el Cenozoico Inferior la subducción de la placa oceánica Farallón bajo el margen continental permaneció oblicua hacia el NE. La ortogonalización E-W y la disminución del ángulo del plano de subducción no ocurrió hasta el comienzo del Mioceno (Pilger, 1983) después de que se depositara la Unidad Portovelo (Grupo Saraguro). Es probable que las vetas mineralizadas N-S se iniciaran durante o inmediatamente antes del cambio vectorial en el régimen de subducción. Bajo un esfuerzo compresivo mayor (σ_3) en NE-SW a NNE-SSW la zona con vulcanitas entre las zonas de falla-cabalgamiento P-B-P y P-P podría haber desarrollado fallas de direcciones N-S a NNW-SSE (conjugadas izquierdas o cizallas Riedel sintéticas R1) con un sentido dextral de movimiento lateral, fracturas extensionales similarmente orientadas y un juego de estructuras subordinadas de rumbo NE (conjugadas derechas o cizallas Riedel R2 antitéticas). Los dispositivos *en echelon* y los dúplexes de cizallas secundarias, como los vistos en el segmento Portovelo-Zaruma-Malvas, son típicos de los regímenes transpresivos de cizalla simple. Estas estructuras secundarias tempranas, que constituyen el primer estadio del desarrollo de vetas, fueron progresivamente rotadas con el giro horario de los esfuerzos remotos y vetas tensionales adicionales se desarrollaron durante su evolución perpendicularmente a σ_3 y a intervalos discretos.

Durante un episodio tectónico posterior el enjambre de vetas puede haber tenido desplazamiento sinistral e inflexiones mayores. Los indicadores cinemáticos (relaciones S-C y estructuras dilatantes en las inflexiones) observados en las vetas de Mina Bira indican permanentemente movimientos oblicuos normal-sinistrales durante el segundo estadio del desarrollo de vetas.

El modelo más reciente sobre la mineralización de Zaruma-Portovelo (Misión Belga, 1989; Van Thournout et al., 1991, 1996) define una estructura circular (caldera) de unos 9-10 km centrada alrededor de los cerros Santa Bárbara y Zaruma Urcu. No obstante, ninguna evidencia topográfica de una estructura de tipo caldera ha sido encontrada por Pratt et al. (1997) y el desplazamiento de los contactos litológicos del supuesto margen de caldera no ha sido observado en ningún lugar.

2.3.2.5 Alteración: La propilitización penetrativa es la asociación más extendida a escala regional, mientras que la silicificación, argilización y la alteración fílica presentan una marca más localizada, principalmente confinada a las partes centrales del sistema mineralizado (Fig. 2.4). Van Thournout et al. (1996) afirman que la propilitización forma un anillo semicircular confinado por la estructura circular de colapso que ellos plantean y por tanto proponen una zonación concéntrica a escala kilométrica. Al constituir este estilo de alteración una característica regional de la Unidad Portovelo dicho límite no existe. La alteración argílica penetrativa intermedia a avanzada y la silicificación intensa más localizada ocupan un área que se ensancha hacia el Norte desde Portovelo hacia Arcapamba (ej. 11 km N-S y 3-9 km E-W) comprendiendo los cerros Santa Bárbara y Zaruma Urcu. Se piensa que los sombreros de sílice de Santa Bárbara y Zaruma Urcu (Fig. 2.4) son restos erosivos de una silicificación más extensa controlada estructuralmente.

A una escala menor (métrica) las rocas de caja de vetas importantes como Vizcaya presentan halos de alteración con una asociación de cuarzo-clorita-sericita-adularia-calcita y localmente pirita. Fuera de estas vetas la alteración pasa secuencialmente a las asociaciones argílica y propilítica. Parches ricos en sericita (illita) y adularia se superponen al envoltorio propilítico. En los sectores de El Tablón y Minas Nuevas, en los extremos de la zona mineralizada, las rocas de caja están principalmente propilitizadas (clorita) con argilización solamente local. En el sector entre Ayapamba y Paccha existen zonas silicificadas con pirita diseminada asociada con diques intermedios mientras que las intrusiones granodioríticas están propilitizadas.

2.3.2.6 Mineralización: La mineralización económica se produce en las partes Este y Noreste del área silicificada y argilizada central y se extiende continuamente por más de 15 km N-S con una anchura máxima de 4 km. El afloramiento más alto está al Norte de Zaruma a 1600 msnm, mientras que el nivel más bajo de la mina Portovelo está a 200 msnm, dando un rango vertical probado de 1400 m. Esta anormalmente alta extensión vertical se piensa que es el resultado de una fracturación en bloques post-mineralización. Las vetas con buzamientos altos (45-80°) tienen frecuentemente hasta 1.9 m de anchura, excepcionalmente hasta 5 m (ej. veta Octubrina) y su media de anchura es 1.36 m. La ley tiende a incrementarse con la anchura. La principal mineralización económica es oro libre, oro asociado con sulfuros y sulfosales de plata (tetraedrita, bournonita, etc.) con una media de la razón plata:oro de alrededor de 8:1. Los sulfuros principales son pirita, esfalerita, galena y calcopirita. No ha sido establecida ninguna zonación vertical pero el cambio lateral es evidente. A lo largo del eje central Zaruma-Portovelo las vetas, como Agua Dulce, Sesmo y Vizcaya, están caracterizadas por cuarzo + sulfuros abundantes + adularia menor y con solo parcialmente oro libre, mientras que la veta San León y sectores en los extremos del cinturón (El Tablón, Minas Nuevas y Ayapamba) están caracterizados por cuarzo + sulfuros menores + clorita ± epidota ± calcita y con predominio del oro libre.

Van Thournout et al. (1996) han delineado tres zonas dentro de la parte central del cinturón mineralizado:

Zona 1: Piritización diseminada y en "stockwork" que está más intensamente desarrollada en los sectores de silicificación penetrativa y comúnmente asociada con "sheeting", brechas y diques de guijarros alrededor de los cerros Santa Bárbara y Zaruma Urcu y en los bordes de las vetas del eje Portovelo-Zaruma. No hay oro relacionado con esta mineralización.

Zona 2: Vetas de cuarzo y cuarzo-adularia con oro y abundantes sulfuros aparecen en una zona arqueada que comprende el eje Portovelo-Zaruma y el área Noreste del Cerro Santa Bárbara.

Zona 3: Vetas de cuarzo-calcita y cuarzo-clorita con oro, abundantes sulfosales y sulfuros menores aparecen en una gran aureola alrededor de la zona central de sulfuros. Están presentes también en la zona de núcleo y frecuentemente ambos tipos de mineralización se encuentran en la misma veta.

La mineralización de las vetas muestra típicamente texturas de espacios abiertos (peine, coloforme, cintas, bandeados y cavidades) y refleja ciclos repetidos de deposición mineral. En los sectores de inflexión las vetas con más anchas y exhiben bandeado de rotura-sellado más que texturas de relleno de espacios abiertos. Las vetas extensionales principalmente tienen estructuras monoaxiales y menos frecuentemente asimétricas poliaxiales, especialmente cuando incorporan pantallas intermedias de roca de caja. Típicamente uno de los dos bordes tiene sulfuros masivos o bandeados mientras que el interior está caracterizado por rellenos de espacios abiertos y brechas. Van Thournout et al. (1996) describe tres estadios sucesivos de mineralización. No obstante, en términos de mineralización económica hay sólo dos tipos principales de vetas en el campo Zaruma-Portovelo.

(i) Vetas polimetálicas mesotermales auríferas que contienen cuarzo claro a gris asociado con calcita, adularia, clorita, cantidades menores de fluorita y una amplia gama de sulfuros, incluyendo pirita, calcopirita, esfalerita rica en hierro, galena, enargita, bornita (veta Vizcaya) y molibdenita (veta-brecha Elizabeth). Los minerales supergénicos incluyen calcosina, covelina, malaquita, hematita y limonita. El oro es en gran parte refractario y está incluido en la pirita y la calcopirita. Los estudios de inclusiones fluidas indican unas temperaturas de deposición de 320-380°C (Shepherd en Litherland, 1987). Donde coexisten ambos tipos de mineralización esta asociación aparece en los bordes de las vetas y/o en lentes aislados o fragmentos dentro de la mineralización epitermal.

(ii) Las vetas epitermales de cuarzo-calcita ± adularia pobres en sulfuros y más ricas en metales preciosos. Este tipo está caracterizado por oro/electrum libre (13.3-34% de Ag) y sulfosales de plata incluyendo tetraedrita, tennantita, proustita y bournonita. Los escasos sulfuros están limitados a pequeños agregados y granos aislados. Incluyen pirita, marcasita, calcopirita, galena y esfalerita baja en hierro. Los estudios de inclusiones fluidas de la Misión Belga sugieren que los metales preciosos precipitaron por ebullición ('boiling') entre 180 y 310°C. En este estudio se ha encontrado que el carbonato de Mn rosado, rodocrosita, ha sido confundido con adularia en la asociación de ganga. No obstante, las texturas de las vetas, la abundancia de sulfosales y carbonatos y la alteración de adularia-sericita es típica de mineralizaciones epitermales de baja sulfuración (Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987).



Foto 2.1 Veta Vizcaya, nivel 3/4. Mina Bira, Zaruma. Veta epitermal de cuarzo + carbonato pobre en sulfuros con bordes bandeados de cuarzo y sulfuros

2.3.2.7 Composición y fuente de los fluidos paleo-hidrotermales: Las salinidades varían en las inclusiones fluidas de 2.5 a 10.5 eq. wt% NaCl. Las composiciones isotópicas del oxígeno de las calcitas muestran un incremento de alrededor de +7.9% SMOW en la fase temprana a +10.9% SMOW en la segunda fase de precipitación (Van Thournout et al., 1996). Este cambio en la composición isotópica del oxígeno se explica con un incremento de la influencia de las aguas meteóricas, ya sea por reacciones de intercambio isotópico con las rocas de caja o por mezcla de fluidos.

Los isótopos de azufre dieron valores de -0.3 (δ^{34} $^{0}/_{00}$) en la galena a +0.2 (δ^{34} $^{0}/_{00}$) en la pirita y esfalerita que para sistemas mesozoicos y cenozoicos indica un origen ígneo. El azufre fue por tanto derivado o de una limpieza hidrotermal de rocas ígneas o por exsolución magmática de fluidos ricos en H_2S.

Las composiciones isotópicas del plomo de Zaruma-Portovelo se superponen al campo de las rocas magmáticas terciarias lo que sugiere una fuente magmática del plomo en estas menas y además sugiere que los componentes radiogénicos han sido homogeneizados dentro de los magmas más que durante la circulación hidrotermal a través de las rocas de caja. Esta fuente radiogénica es más probable que represente rocas metamórficas de la corteza superior y que la diferencia en la composición isotópica entre las rocas magmáticas y las menas esté relacionada con diferentes grados de asimilación magmática del basamento en un régimen geodinámico de emplazamiento de magmas (Chiaradia & Fontboté, 1999).

Las contrastadas asociaciones minerales identificadas en Zaruma-Portovelo se interpretan dentro del modelo de Van Thournout et al. (1996) como el reflejo de un sistema mesotermal pre-caldera y otro epitermal post-caldera. No obstante, a partir de la información recogida en este estudio, la validez de este modelo es cuestionable.

2.4 Terreno Alao

2.4.1 Fierro Urcu

2.4.1.1 Introducción: Fierro Urcu (6830-95916) es un sistema de pórfido de cobre rico en oro alojado en volcanitas, está situado a unos 36 km NNW de Loja y a 15 km de Saraguro y tiene una cota de ca. 3800 msnm en el estrecho límite Sur del Terreno Alao entre las fallas de Girón y Baños. Está situado en una faja que es morfológica y geológicamente parte de la Cordillera Real, aunque la distinción entre ambas cordilleras desaparezca en esta latitud.

2.4.1.2 Historia de la exploración: Los trabajos de pequeña escala para oro y plata sobre vetas (Picado, Ancha, Española, Fierro Urcu y Guagrahuma) de la parte Norte del prospecto datan de la época colonial española. Al declinar la actividad minera en Portovelo se tomó mayor interés en Fierro Urcu. La prospección fue realizada por geólogos de SADCO y CIMA (Wallis, 1956; Marikovsky, 1958). Wallis cita valores máximos de 22 g/t, 2 g/t y 6 g/t en las vetas Española, Fierro Urcu y Picado respectivamente. Los reconocimientos de la Misión Geológica-Minera Franco-Ecuatoriana (Spindler & Herrera, 1959a) muestran unos valores muy erráticos y consideraron que la única posibilidad de existencia de un depósito explotable sería una impregnación de oro de alto volumen y baja ley que pudiera ser explotado con minería a cielo abierto. A principios de los 70s un programa de muestreo regional financiado por UNDP perfiló una zona anómala de 6×8 km dividida en dos subzonas: la parte Sur tenía Cu (305 ppm) y Mo (45 ppm) anómalos y una zona más restringida de valores de Zn, mientras que la parte Norte con los trabajos antiguos daba anomalías de Zn (1570 ppm), Pb (175 ppm) y en menor extensión valores de Cu y Mo. En 1971-1972 Minera Marshall del Ecuador Inc. llevó a cabo la primera exploración sistemática con topografía, geología, geoquímica y geofísica, así como 2136.65 m de perforación (11 sondeos). Las reservas preliminares estimadas fueron 53.5 Mt con 0.2% de Cu y 0.3 ppm de Au. Durante el periodo 1982-1984 una comisión de DGGM-PREDESUR realizó cartografía geológica, muestreos geoquímicos de suelos y fluviales, muestreo y rehabilitación de antiguas labores (Zamora, 1983; Rodríguez & Zamora, 1984; DGGM-PREDESUR, 1984). El muestreo de túneles dio valores erráticos de oro y plata (Ag: 3-1464 ppm; Au: 0.1-7.9 ppm). A continuación, INEMIN (Quevedo, 1986) realizó una revaloración general que muestra unos resultados con valores de Au variando entre 1 y 360 ppm con la mayoría de los valores <10 ppm. En 1991 NEWMONT OVERSEAS EXPL. LTD. bajo un acuerdo con CIA. ARMENO RESOURCES, dueña de la concesión, realizó estudios de evaluación del potencial de oro diseminado. El trabajo incluyó cartografía geológica, estudios geofísicos (magnetometría, resistividad y PI), muestreos y 4587 m de perforación (23 sondeos). Este trabajo confirmó las leyes de oro diseminado de hasta 4 ppm, pero con una distribución pobre y errática. Las indicaciones generales muestran un prospecto con valores subeconómicos de oro (0.3-0.6 ppm) en una mineralogía de sulfuros relativamente compleja y la opción fue abandonada en 1993. En 1998 NORANDA realizó perforaciones en la mitad Sur del prospecto en un esfuerzo por cortar la intrusión félsica, relacionada con la mineralización de Cu porfídico, que se cree existe a escasa profundidad. Los detalles de esta reciente exploración en Fierro Urcu no son accesibles en la actualidad.

2.4.1.3 Geología: Las rocas encajantes son volcanitas andesíticas con lechos sedimentarios intercalados, pertenecientes a la Formación Sacapalca del Paleoceno-Eoceno (Kennerley, 1973; Bristow & Hoffstetter, 1977; Pratt et al., 1997) que ocupa el Sinclinal de Chuquiribamba de rumbo N-S (Pratt et al., 1997). Esta secuencia de 2 km comprende lavas andesíticas con porfiroblastos de plagioclasa y anfibolita intercaladas con debritas andesíticas, brechas tobáceas, tobas de lapilli pumíceo, areniscas tobáceas, conglomerados y argilitas rojas. Hacia el Este de Fierro Urcu esta unidad se superpone discordantemente, y está limitada por fallas, con rocas metamórficas de dirección N-S (filitas grafíticas y psamitas "flaggy") del Terreno Loja. El contacto es un cabalgamiento vergente al Oeste (Pratt et al., 1997). En el núcleo del sinclinal y en un área donde las andesitas de Sacapalca se expanden hacia el Norte, éstas están cubiertas discordantemente por las tobas de flujo de cenizas ("ash-flow") dacíticas a riolíticas del Grupo Saraguro de edad Oligoceno-Mioceno. Las volcanitas andesíticas de edad Eoceno-Oligoceno de la parte inferior de la sucesión Saraguro no han sido distinguidas como una unidad independiente o no están presentes en el área. Fierro Urcu comprende un complejo intrusivo de granodioritas con morfología de "sills", microdioritas intensamente diaclasadas, lo que parece ser un "stock" irregular de riolitas de 3×2 km en planta y un intrusivo félsico relacionado con la mineralización de pórfido de cobre que se supone está bajo la parte Sur del área. La microdiorita con fenocristales de anfíbol y plagioclasa o los intrusivos hipoabisales porfídicos andesíticos aparecen a 0.5 km al NE de Fierro Urcu y son virtualmente indistinguibles de las lavas andesíticas encajantes. Diques de rocas similares cortan las volcanitas andesíticas, la granodiorita y los esquistos del basamento. La textura de la granodiorita es extremadamente variable (plagioclasa + biotita ± fenocristales de cuarzo) y parece que se ha emplazado a alto nivel rápidamente. Petrográficamente éstas recuerdan a las intrusiones subvolcánicas del Sur de Saraguro (Selva Alegre) que han sido datadas como 9.6 ± 0.5 Ma. Su forma de "sill" es bien evidente cuando se superpone a los esquistos cloríticos con un contacto subhorizontal (Pratt et al., 1997).

2.4.1.4 Estructura: El sistema de pórfidos de Fierro Urcu está situado en un corredor estructural de dirección N-S (el Sinclinal del Chuquiribamba), comprendido entre las fallas inversas vergentes al Oeste de Catamayo (Sistema de Fallas de Baños) en el Este y el Sistema de Fallas de Girón en el Oeste. La Falla de Catamayo yuxtapone las Andesitas de Sacapalca con las rocas metamórficas de la Cordillera Real y en la carretera de Catamayo a Loja filitas grafitosas intensamente cizalladas están cabalgadas sobre las Andesitas de Sacapalca y la Formación Catamayo del Mioceno Medio. El Sistema de Fallas de Girón cabalga los estratos de Sacapalca sobre las Andesitas de Santa Isabel del Grupo Saraguro durante la compresión del Mioceno Superior (ca. 10 Ma) según Pratt et al. (1997). Hacia el Norte, la Falla Catamayo buza fuertemente hacia el Oeste, más como la falla normal de borde de un graben. No obstante, Pratt et al. (1997) no encuentra evidencias ciertas, como bordes sedimentarios o depósitos de abanico, de la existencia del Graben de Sacapalca-Cariamanga-Huancapamba de Kennerley & Almeida (1975) y Baldock (1982).

Han sido identificadas tres orientaciones predominantes de fallas y lineamientos estructurales a partir de los mapas geológicos y la magnetometría de Fierro Urcu. Son NW-SE en sentido amplio (125°) y en menor medida NE-SW y E-W. El grupo de fallas E-W, a lo largo del que se han emplazado varios diques, está cortado y desplazado por los otros grupos. La mayoría de los diques son de dirección NW-SE. Las riolitas/riodacitas en y alrededor de Fierro Urcu están cortadas por fallas de alto ángulo, principalmente de direcciones NW-SE a WNW-ESE (310-290°). En las granodioritas del Norte de la Laguna Shirihuiña, no obstante, la dirección de los lineamientos cambia a NE-SW (220°).

2.4.1.5 Alteración y mineralización: La riolita de Fierro Urcu (Pratt et al., 1997) o riodacita (Mohling, 1994), el principal encajante de la mineralización, está ampliamente brechificada y silicificada al extremo de que en lámina delgada ya no es identificable como una roca ígnea. A causa de la intensa alteración los contactos de las tobas de flujo de cenizas ("ash-flow") subhorizontales de Saraguro están difuminadas y pueden haber sido cartografiadas sin precisión (Pratt et al., 1997). La masa de riolita/riodacita de Fierro Urcu está en contacto con la granodiorita en el Oeste y Noroeste del área y ocupa los terrenos más altos. Superpuesta a esta litología relativamente uniforme existe una serie de brechas hidrotermales y sistemas de alteración controlados ampliamente por fallas entrecruzadas. El centro de hidrobrechificación y mineralización aurífera parece estar localizado en la intersección de las fallas de alto ángulo de rumbos E-W, NE y NNW. El zonado de alteración es irregular y superpuesto.

Mohling (1994) ha definido seis dominios litoestructurales:

(i) ***Hidrobrecha central**:* Esta brecha hidrotermal silicificada comprende el Picacho Fierro Urcu y está considerada como el conducto central del sistema hidrotermal. Está formada por un cilindro de 300×150 m, elongado NW-SE y buzando 70-80° al Sur. La roca de caja es una riolita/riodacita con intensa alteración de cuarzo-alunita. En ella parece haber dos tipos de clastos (2-6 cm de largo): una riolita? afírica y una riolítica/riodacítica cuarzofírica. La brecha está altamente silicificada y tiene un 20-40% de alunita. Esta roca tiene una textura moteada con agrupamientos ("clots") de alunita, pirofilita y diásporo que remplazan a los feldespatos y ocupan cavidades. La sericita también ha sido citada como ampliamente distribuida. La brecha aloja una extensa red de vetas con zonas de silicificación de 1-5 metros de anchura a lo largo de grupos de diaclasas-fracturas que forman crestones prominentes. Los sulfuros existentes comprenden: pirita, enargita, arsenopirita, bornita, covelina y molibdenita. También hay concentraciones esporádicas de magnetita (>10%). No ha sido observado oro visible. Las zonas de oxidación parcial (mezcla de óxidos y sulfuros) alcanzan una profundidad de 200 m y están tipificadas por los óxidos limonita, hematita, goetita y jarosita que rellenan cavidades y fracturas (la mayoría de rumbo NW).

(ii) ***"Stockwork" periférico:*** Este "stockwork" rodea inmediatamente la hidrobrecha central y cubre un área de 500 m en NW con una anchura promedio de 400 m. Está caracterizado por una alteración moderada de cuarzo-alunita mezclada con una alteración sílica-argílica. Es esencialmente una zona de alteración argílica avanzada en la que el aspecto moteado permanece. Los excristales de feldespato están remplazados por arcilla y lixiviados, creando cavidades alunita-argílicas. Los crestones silicificados y las vetillas forman el 30% del "stockwork". El "stockwork" está rodeado por el Norte y Sur por fallas de rumbo ENE. Los sulfuros frescos (incluyendo la enargita) están preservados de la oxidación dentro del sílice. Los valores de oro son comúnmente >300 ppb, especialmente cerca de la hidrobrecha central.

(iii) ***Brecha de explosión freática:*** Esta brecha de rumbo NNE aparece en el margen Este, tiene 600×400 m en planta y está rodeada por el Este y el Oeste por fallas de rumbo NNE. La litología está compuesta por tobas riodacíticas y andesíticas. La brechificación y los conductos hidrotermales representan el 30% del volumen de roca y rodean núcleos de riodacita y andesita alterados argílicamente, dando a la roca una apariencia cavernosa. Una matriz argílica con silicificación débil y óxidos de hierro es dominante. No hay sulfuros frescos. Los valores de oro son generalmente <200 ppb, excepto en la zona de falla E-W (proyectada) donde aparecen valores de hasta 1 ppm.

(iv) ***"Stockwork" tipo pórfido del Sur:*** La parte Norte presenta riodacita con alteración argílica y cuarzo-alunita. La silicificación es menos intensa que en el "stockwork" periférico. La parte Sur está encajada en andesitas con alteración argílica y cuarzo-alunita menor. La asociación de alteración argílica está dominada por caolinita y cantidades menores de dickita y esmectita. Mineralización de pórfido de Cu de bajo grado está presente en este "stockwork". Los valores de oro citados llegan a 1 ppm para varias áreas del veteado del "stockwork", en las intersecciones de las estructuras de rumbos NW, NE y N-S.

(v) ***Zona granodiorita:*** Ocupa la esquina NW del sistema mineralizado y es esencialmente pre-mineral. Crestones de cuarzo-alunita de rumbos NW y NE cortan el intrusivo destruyendo la magnetita y los minerales máficos adyacentes a las costillas.

(vi) ***Zona andesita:*** Se sitúa al Este de la brecha freática, contiene varios porcentajes de magnetita y está poco a moderadamente fracturada con pirita y limonita en vetillas. La alteración varía de fresca a propilítica a argílica cerca de la brecha freática. La andesita fresca puede representar diques dentro de una masa mayor de tobas y aglomerados andesíticos. Los diques tienen direcciones NW-SE.

La mineralización de oro es generalizada, diseminada y de bajo grado. Parece estar relacionada con la presencia de sulfuros y magnetita. La mineralización de oro diseminado mejor y más constante (>300 ppb) aparece en las zonas de alteración argílica avanzada y silícea, dentro y cerca de la hidrobrecha central. El "stockwork" periférico tiene oro diseminado variable estilo-"stockwork". El cambio en el estilo de mineralización de la brecha central tiene su reflejo en una gradación general de la asociación de alteración desde predominio de la alunita a través de sílice-alunita hasta la alteración sílice-alunita-argílica. Las zonas de los minerales de mena no han sido descritas y están poco definidas, aunque están indicadas por la distribución de los metales, ej. predominio del "stockwork" de Cu-Mo en el Sur y Au-Ag con Pb, Zn y Sb en las brechas hidrotermales y zonas de fractura del Norte. En la brecha freática y el pórfido de microdiorita/andesita oculto, el oro está confinado a estructuras limitadas y no tiene potencial obvio para una diseminación amplia. Se calcula que a una profundidad de 225 m existen al menos 20 millones de tm de roca mineralizada con una ley media de ca. 0.4 ppm de oro (máx. >1.5 ppm) en el conducto central. Los valores de Cu son generalmente de <0.1% pero se han citado valores esporádicos de hasta 1% (media 0.3%) en el pórfido Sur. En la zona argílica avanzada los valores de plata llegan frecuentemente hasta 20 ppm (máx. >500 ppm), los valores de As < 2600 ppm, Sb < 200 ppm (máx. >3000 ppm), Hg < 10 ppm, Pb < 225 ppm (máx. <1000 ppm), Zn < 50 ppm (máx. >400 ppm) y Mo <170 ppm (máx. <380 ppm).

2.4.1.6 Discusión: Fierro Urcu es típico de un ambiente porfídico de tipo volcánico con mineralización en las rocas volcánicas, las intrusiones subvolcánicas de alto nivel y asociado a un plutón mesozonal infrayacente. En el nivel actual de la erosión la mineralización es transicional entre un régimen epitermal de alta sulfuración en las cotas más altas y un "stockwork" porfídico mesotermal. La mineralización postdata el emplazamiento de las hojas granodioríticas y está aparentemente asociada con una riolita más joven que puede ser comagmática de las tobas de flujo de cenizas que la rodean. El patrón de alteración hidrotermal en y alrededor del Picacho Fierro Urcu está dominado por un núcleo de cuarzo-alunita rodeado por un área de alteración argílica primaria dentro de una zona propilítica más extensa. El desarrollo de la alunita normalmente tiene lugar en las partes más profundas de un sistema de sulfato-ácido verticalmente zonado y puede estar cubierto por zonas o niveles de jarosita-sílice, hematita-sílice y una tapa ("cap") de sílice por inundación que aparentemente se forma sobre el nivel freático (profundidad <50 metros). El nivel actual de erosión en el pico Fierro Urcu está por tanto probablemente 50-100 metros bajo la paleosuperficie del tiempo en que la célula de convección hidrotermal era activa.

La parte superior del sistema está caracterizada por una alteración de sulfato-ácido aluminosa a menudo citada como de "tipo sulfato-ácido caliente y/o profunda". Estos depósitos se distinguen por la presencia de minerales de alteración aluminosos, azufre nativo, pirita abundante, enargita y otros minerales de As, Sb. Sillitoe (1983) los describió como depósitos de sulfuros masivos con enargita que se forman en altos niveles en los sistemas de pórfido de cobre y Panteleyev (1995) los identificó como depósitos subvolcánicos de Cu-Au-Ag (As-Sb) en el Volumen 1 de los Perfiles de los Depósitos Minerales de la Columbia Británica. La mineralización puede ocurrir en un amplio rango vertical, desde ambientes someros, cercanos a la superficie con mineralizaciones relacionadas con brechas abundantes, hasta depósitos más profundos de remplazamiento y sistemas de "stockwork" de pórfido de cobre en la proximidad de intrusiones porfídicas félsicas. Los minerales argílicos aluminosos pirofilita y diáspora, que caracterizan la hidrobrecha central, son típicos de la alteración argílica avanzada y sugieren que la asociación se formó sobre el límite de estabilidad de la caolinita a temperaturas de al menos 300° C. La falta de azufre nativo sugiere que el sistema no era lo suficientemente oxidante en la época de la deposición mineral. La superposición de la sericita y/o caolinita es frecuente en estos depósitos transicionales y que han sufrido "telescoping". Las estructuras mineralizadas en estos tipos de depósitos pueden contener abundante pirita y pueden presentarse pequeños lentes de sulfuros masivos. Es por tanto significativo que los mínimos de resistividad del SE y N de Fierro Urcu hayan sido interpretados como ocasionados por sulfuros masivos o semi-masivos.

Fierro Urcu parece tener similitudes con los depósitos epitermales de alta sulfuración de Lepanto-Far Southeast y los pórfidos de Cu-Au del distrito Mankayan en el Archipiélago de Las Filipinas (Concepción & Cinco Jr., 1989; Hedenquist et al., 1996). El depósito de pórfido de Cu-Au Far Southeast está situado a unos 600 metros bajo la superficie y la chimenea de brechas que contiene ambos estilos de mineralización corta el pórfido y las volcanitas suprayacentes.

2.4.1.7 Conclusión: Todas las evidencias sugieren que la mineralización aurífera de Fierro Urcu está situada cerca o sobre un sistema hidrotermal de pórfido de cobre. Es transicional entre las condiciones de pórfido y epitermales con una mezcla y enmascaramiento de las características de ambos tipos. Como consecuencia, este tipo de depósito está poco definido. La zonación vertical y el "telescoping" o superposición de los tipos de menas son típicos, como lo es el estilo de alteración argílica avanzada (sulfato-ácido). Los fluidos mineralizantes con cantidades variables de fluidos de fuente magmática tienen temperaturas generalmente mayores que las de los sistemas epitermales. La chimenea de brechas central y las estructuras secundarias (fallas, patrón de fracturas, etc.) han facilitado el principal canal de acceso para los fluidos hidrotermales originados en el pórfido de cobre. Estas vetas ricas en Au-Ag, brechas y depósitos de estilo reemplazamiento pueden estar separados de la mineralización más profunda de pórfido de Cu-Mo por hasta 200-700 metros (Panteleyev, 1995).

3

DISTRITO MINERO IMBAOESTE

3.1 Introducción

El Distrito Imbaoeste (Fig. 2.1) ha sido incorporado a esta evaluación de distritos mineros como ejemplo de la parte septentrional de la Cordillera Occidental y para incluir el prospecto porfídico Junín, conocido como uno de los más importantes descubrimientos del país hasta la fecha. El prospecto Junín cumple uno de los principales criterios de este proyecto, que ha sido investigado con suficiente detalle, en este caso por la Misión Japonesa, existiendo ya una buena base de datos. También se sitúa en este distrito el prospecto El Corazón, intensamente investigado por RTZ y luego por Balaclava. El Corazón fue escogido como ejemplo de un sistema epitermal de baja sulfuración, pero a consecuencia de las visitas iniciales del Grupo 3 (depósitos epitermales) fue evidente que sus características son más mesotermales. El estudio del distrito Imbaoeste, y Junín en particular, ha tenido dos dificultades durante el plazo de este proyecto:

(i) El mapeo geológico, muestreo geoquímico y levantamiento aerogeofísico del programa PICG (PRODEMINCA Subcomponentes 3.3 y 3.4) continúa hacia el Norte del Ecuador (hoja 5) y la información básica no está aún totalmente disponible. Sin estas fuentes de información no era aconsejable iniciar un sistema de información geográfico similar a los otros distritos.

(ii) El prospecto Junín fue invadido por agricultores indígenas incitados por ecologistas en junio de 1997 y la Misión Japonesa hubo de abandonar la exploración. Hasta la fecha el prospecto sigue ocupado y no se permiten estudios geológicos. En consecuencia, el estudio de Junín se restringió a la revisión de algunos núcleos de perforación.

3.2 Entorno geológico

El distrito Minero Imbaoeste está situado en el Terreno Pallatanga, al Norte de 1°00’S y entre las fallas regionales Toachi-Guayrapungu (Oeste) y Pujilí (Este). El sistema de fallas Pujilí agrupa una serie compleja de fallas anastomosadas que marcan el límite oriental de las secuencias cretácico-terciarias de la Cordillera y su contacto con los depósitos volcánicos cuaternarios del graben Interandino. Este sistema de fallas tiene un rumbo aproximadamente N-S, pero al Norte del lineamiento del Río Cinto, en el lado meridional del Macizo Pichincha el rumbo cambia al NNE. Su continuación septentrional ha sido correlacionada con la Falla Cauca-Patía, en Colombia (Litherland & Aspden, 1992). El sistema de fallas Toachi-Toacazo y Guayrapungu enlaza con la Falla Pilaló-Sigchos, aproximadamente en la latitud de Machachi y, posteriormente, la Falla Toachi-Toacazo sigue hacia el NNW. Esta falla separa el Terreno Pallatanga (unidades Yunguilla, Pilatón, Mulaute y Silante) por el lado NE del terreno Macuchi (Unidad Macuchi, Grupo Angamarca), situado más al Oeste. Los criterios cinemáticos indican un régimen de movimiento dextral. Un ramal del sistema de fallas Pujilí conecta con la Falla Guayrapungu, definiendo el límite Sur del terreno.

La Unidad Pallatanga (McCourt et al., 1997) en el Sur (Distrito Azuay) es una secuencia de rocas básicas y ultrabásicas de afinidad oceánica (asociación ofiolítica) y edad pre-Senoniense, expuesta en una serie de rebanadas tectónicas. A ella se superponen los depósitos post-acreción de abanico turbidítico marino de la Unidad Yunguilla (Maestrichtiense). En el distrito Imbaoeste el terreno Pallatanga muestra un cambio de facies, con dos unidades dominantemente sedimentarias adicionales de edad cretácica. La Unidad Pilatón está constituida por una secuencia turbidítica de abanico submarino con material indicativo de una fuente volcánica efusiva de composición básica a intermedia. La Unidad Mulaute comprende una secuencia volcanosedimentaria ubicada entre la Unidad Pilatón y la Falla Toachi-Toacazo. Se piensa que el contacto con la Unidad Pilatón también es una falla (Hughes & Bermúdez, 1997). La secuencia Mulaute también fue depositada en un ambiente de abanico turbidítico submarino, pero contiene más material volcánico. Esta unidad tiene una variedad de facies desde areniscas pobremente clasificadas y brechas de flujo en masa, hasta turbiditas limosas. Las dos unidades son del Cretácico Medio-Superior (Senoniense) y fueron depositadas sobre la misma corteza oceánica y se acrecionaron durante el mismo evento. La Unidad Yunguilla está compuesta de turbiditas marinas de edad Maestrichtiense desarrollada en la región ante-arco de la proto-Cordillera Real (Baldock & Longo, 1982).

La Unidad Silante es una secuencia autóctona post-Maestrichtiense de depósitos terrestres (“red beds”) muy espesos, de tipo fluvial-lacustre con paleoplaceres de magnetita la cual fue depositada sobre las unidades Cretácicas. La parte occidental está caracterizada por brechas de flujo en masas andesíticas lo cual sugiere una fuente proximal de volcánicos calco-alcalinos. Las facies y patrones de deposición indican un ambiente controlado por fallas, típico de una cuenca de antepaís o intramontañosa. La edad no está bien constreñida, Eoceno Inferior a Mioceno Inferior. La deposición ha sido considerada contemporánea del Grupo Saraguro, situado más al Sur.

El batolito Apuela-Nanegal (60 km de largo y 10-20 km de ancho), aloja a la mineralización porfídica de Cu-Mo, y está emplazado dentro de La Unidad Mulaute. El conjunto intrusivo varía de composición entre diorita y cuarzomonzonita, pero está compuesto principalmente de granodiorita-cuarzodiorita y tiene una edad Mioceno Medio-Superior. La Unidad Mulaute también está intruida por dioritas foliadas y no foliadas de edades Eoceno Medio y Oligoceno Inferior, respectivamente. Las direcciones estructurales determinadas por sensores remotos (Van Thournout, 1991) dentro del batolito Apuela son juegos conjugados en NW-SE (290-320°) y NE-SW (040-070°). También son importantes las direcciones N-S (350-025°) y E-W.

Se han reconocido tres ocurrencias de pórfido de cobre asociados con el batolito Apuela-Nanegal. De Noreste a Suroeste son Cuellaje, Junín y El Pacto. También hay skarns cupríferos en Selva Alegre (NE) y mineralización vetiforme aurífera, tipo epi-mesotermal, en el prospecto El Corazón (SW) que están relacionados con el batolito. Los tres depósitos porfídicos están alineados NE-SW y parece que su localización está controlada estructuralmente por una falla a lo largo del Río Piñón. Esta falla secundaria de enlace entre las fallas regionales andinas de movimiento dextral podría tener un carácter extensional.

La mineralización porfídica de Cu-Mo del área de Cuellaje (zona mineralizada del Río Magdalena) está hospedada en granodiorita intruida por diques de pórfido andesítico, pórfido cuarcífero y diorítico. La mineralización está constituida por vetillas y diseminaciones de pirita, calcopirita y bornita. Se han encontrado vetas de hasta 10 cm de potencia con valores de hasta 13% de Cu. La alteración propilítica (clorita y epidota) es predominante; la silicificación y sericitización está restringida a los bordes de las vetillas.

3.3 Pórfido de Junín

3.3.1 Introducción

El área del pórfido de cobre-molibdeno Junín está situada en el flanco meridional y hacia el Suroeste de la Cordillera Toisán, en el flanco Oeste de la Cordillera Occidental, aproximadamente 50 km al NNW de Quito. La topografía del área es muy escarpada, con el rango de elevación oscilando entre 1500 y 2800 metros sobre el nivel del mar.

Durante el estudio se registraron los núcleos de tres sondeos y se realizaron medidas con el PIMA de dos de ellos:

MJJ-30 (602.56 metros): 63 espectros de PIMA

MJJ-22 (304.08 metros): 27 espectros de PIMA

MJJ-4 (148.80 metros)

3.3.2 Historia de la exploración

El primer estudio sistemático de la zona Noroeste fue una investigación geoquímica regional de la DGGM que se realizó en los años 1981 y 1982. Su resultado fue la delimitación de varias áreas anómalas en Cu, Mo, Au y Ag. En 1984-1985 se realizaron investigaciones geológicas, geoquímicas y geofísicas en un proyecto de cooperación con Bélgica y, aunque algunas áreas prometedoras fueron delineadas, la exploración no continuó. El área de Junín fue estudiada mediante un proyecto de cooperación de exploración minera acordado entre los gobiernos de Ecuador y Japón, de 1991 a 1997. Los trabajos fueron hechos por una misión de JICA (Japan International Cooperation Agency) y de MMAJ (Metal Mining Agency of Japan) conjuntamente con CODIGEM (Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero Metalúrgica). Desde 1991 hasta 1993 se realizaron investigaciones geológicas, geoquímicas, geofísicas y perforaciones dentro de un programa de exploración del distrito. Durante este programa se realizaron 13 sondajes en el prospecto Junín (total 2912.4 metros). Como resultado de esta fase, la existencia de zonas mineralizadas prometedoras de cobre y molibdeno fue detectada. Desde 1994 hasta 1997 los estudios se enfocaron en Junín hasta que las comunidades cercanas impidieron los trabajos por motivos ambientales. Se hicieron tres fases de perforación:

Año	**Pozos**	**Total metros**
1994	4	902.77
1995	7	2411.31
1996-1997	6	3514.28

La siguiente descripción está mayormente extraída de los informes de la Misión Japonesa (JICA/MMAJ, 1992, 1993, 1995, 1996, 1997 y 1998).

3.3.3 Geología

El cuerpo mineralizado está compuesto predominantemente por granodiorita y pórfidos los cuales son facies intrusivas del batolito Apuela-Nanegal. Los pórfidos, varían entre pórfido de cuarzo y plagioclasa (pórfido cuarcífero), pórfido de plagioclasa y hornblenda con pocos fenocristales de cuarzo (pórfido granodiorítico) y pórfido diorítico o 'porfirita' (diorita o monzodiorita de grano grueso con un bajo porcentaje de fenocristales). Resultados de los estudios microscópicos de secciones delgadas de los pórfidos cuarcíferos y granodioríticos indican que en muchos casos el feldespato- K está ausente, o presente en pequeña cantidad, por lo que la composición varía entre granodiorita y tonalita. Estos pórfidos se presentan como un enjambre de diques o pequeños cuerpos lenticulares intruidos en el batolito granodiorítico. En la zona mineralizada al sur de la Falla Controversia, estos diques varían desde pocos metros hasta 250 metros de espesor y forman hasta 65% de la masa. Los diques poseen buzamientos hacia al Sur en dos direcciones preferenciales, ENE-WSW y NW-SE; sin embargo, la dirección predominante es ENE-WSW con buzamiento al SSE de 50-60°. También hay fallas de dirección ENE-WSW con buzamiento al SSE en la Quebrada Controversia y otro juego con dirección N-S con buzamiento al Este (ej. Río Junín). Las mineralizaciones en forma de diseminaciones y "stockworks" de pirita, calcopirita, bornita y molibdenita están expuestas en el curso medio y en el ramal de la Quebrada Controversia, en la parte superior de la Quebrada Rica y a lo largo de la Quebrada Fortuna (Fig. 3.1) y están acompañadas de silicificación y sericitización. En estas localidades las mineralizaciones se presentan tanto en pórfido granodiorítico como en granodiorita, y están en estrecha relación espacial con el pórfido. También existe mineralización de cobre en una zona de falla de rumbo ENE-WSW en un tributario de la Quebrada Controversia.

3.3.4 Cronología

Las edades de la intrusión y de la mineralización de Junín están bien establecidas por las misiones Belga (INEMIN/AGCD, 1990) y Japonesa (JICA/MMAJ, 1997) mediante el método de datación K-Ar. Se ha determinado que la fase principal del batolito granodiorítico está entre 13 y 19 Ma (Mioceno Medio), mientras que los intrusivos porfídicos están entre 6 y 11 Ma (Mioceno Superior). La datación K-Ar del batolito hecha por PRODEMINCA Subcomponente 3.3 dio edades concordantes de biotita (16 ± 0.8 Ma) y hornblenda (16.5 Ma). En detalle las dataciones más jóvenes presentan dos grupos modales de edades:

(i) 7.88 ± 0.25 Ma (pórfido cuarcífero), 7.51 ± 0.17 Ma (granodiorita alterada).

(ii) 5.94 ± 0.13Ma (pórfido cuarcífero con fuerte alteración), 5.81 ± 0.13 Ma (porfirita proximal de la zona mineralizada).

Aunque hay pocos datos para sacar conclusiones definitivas, aparentemente la actividad hidrotermal continuó por ca. 2 Ma después de la intrusión de los pórfidos.

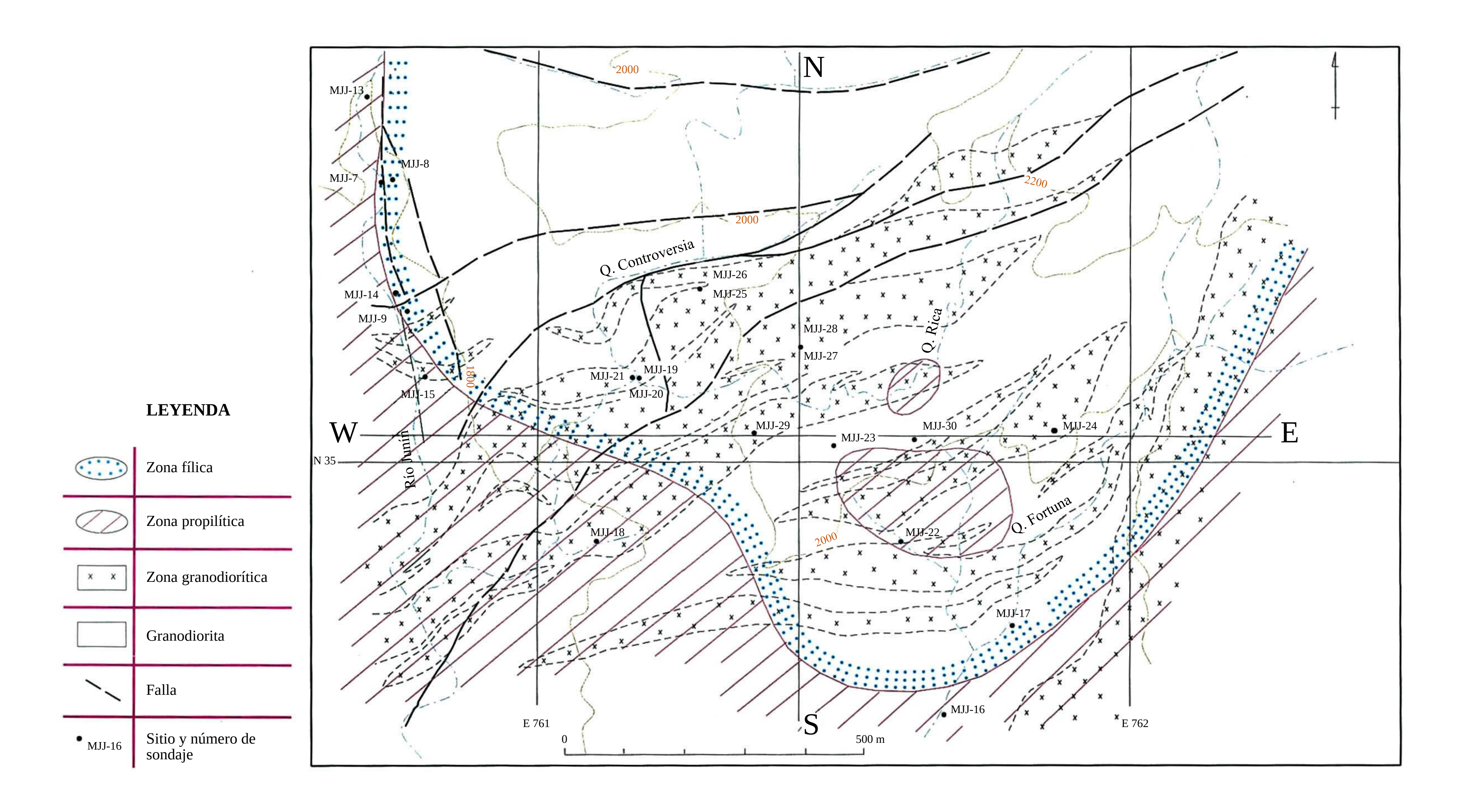


Figura 3.1 Mapa geológico y de alteración del sistema porfídico Cu-Mo de Junín, zona central del distrito Imbaoeste

3.3.5 Litologías

Según Van Thournout (1991) la fase principal del batolito Apuela-Nanegal está mayormente compuesta por cuarzodiorita con hornblenda y biotita con <10% cuarzo y hasta 60% de plagioclasa. Los minerales máficos llegan hasta el 25% y pueden incluir pequeñas cantidades de augita y esfena. La biotita está parcialmente cloritizada. Los estudios petrográficos y químicos de elementos mayores de JICA/MMAJ (1996) indican que el intrusivo granular hipidiomórfico del sector de Junín es principalmente granodiorita biotítica ± hornbléndica. Sin embargo, en las secciones delgadas estudiadas del sondeo MJJ-30 el feldespato K está ausente o presente en pequeñas cantidades, como en una tonalita.

El "pórfido granodiorítico" (Foto 3.1) comprende mayormente fenocristales de plagioclasa (<1 cm: 1-6%) y hornblenda (<8 mm: 1-4%) con una menor cantidad de cuarzo (< 5 mm: <1%). Raramente se encuentran cristales esporádicos de magnetita de hasta 1 cm de diámetro. Una variante de facies es un pórfido abarrotado, que comprende hasta el 50% de fenocristales (plagioclasa 15-25%; hornblenda 3-5% con concentraciones de hasta 12%, cuarzo 2-12% y magnetita <1%). Una característica de esta facies son los fenocristales de plagioclasa que tienen núcleos de hornblenda y magnetita.

El "pórfido cuarcífero" (Foto 3.2), o pórfido grueso de plagioclasa y cuarzo, está caracterizado por fenocristales subredondeados de cuarzo de hasta 12 mm de diámetro (normalmente <8 mm). Esta litología es más leucocrática y comprende 8-35% fenocristales de plagioclasa y 2-6% fenocristales de cuarzo. Esta fase intrusiva tiene una composición que varía entre tonalita y monzogranito.

La 'porfirita' (Foto 3.3) o pórfido diorítico típicamente está formado por 20-30% (máximo 70%) de minerales máficos y puede tener fenocristales esporádicos de cuarzo redondeado y feldespato subhedral. Este pórfido es poco uniforme (variación de índice de color y textura) y comúnmente tiene una fábrica syn-plutónica débilmente desarrollada, especialmente en las zonas más máficas.

Otras variantes litológicas que se observan, como diques y/o facies marginales, incluyen un micropórfido andesítico rico en minerales máficos, un micrograntoide leucocrático tipo alasquita y microgranodiorita aplítica.

3.3.6 Estudios de los sondajes

MJJ-22: Este pozo fue perforado en granodiorita, pórfido cuarcífero y pórfido diorítico dentro de un área de alteración propilítica rodeada por alteración fílica (Fig. 3.1). Fue escogida para estudio porque se esperaba una sección más completa de la zona periférica a la mineralización. Estas rocas presentan alteración propilítica, propilítica-fílica y fílica-potásica (ver Tabla 3.1).

La ley promedio para este pozo fue 0.45% de Cu, pero el mejor tramo de 1.04% de Cu y 0.107% de Mo se encuentra entre 200 y 304.08 metros de profundidad. La zona rica de la parte más profunda se caracteriza por una alteración fílica-potásica y coincide con temperaturas de relleno de inclusiones fluidas de 400°C.

Tabla 3.1 Descripción esquemática del pozo MJJ-22

Profundidad (m)	Descripción
0.0-35.0	Granodiorita con silicificación, propilitización (epidota y clorita intermedia) y alteración fílica mediana a débil (sericita, illita y fengita). Presencia escasa de pirita, pirita cuprífera y trazas de molibdenita
35.0-39.6	Pórfido diorítico con propilitización (epidota y clorita)
39.6-69.0	Granodiorita con propilitización (epidota y clorita-Fe), silicificación débil y alteración fílica (sericita-illita-fengita) débil. Presencia escasa de pirita y calcopirita
69.0-102.0	Granodiorita con alteración fílica (sericita-illita), silicificación y propilitización débil (epidota). Presencia de pirita diseminada y vetillas con pirita cuprífera y calcopirita
102.0-107.5	Pórfido cuarcífero con silicificación débil y alteración fílica (sericita-illita). Presencia de pirita y calcopirita
107.5-114.0	Granodiorita con propilitización (clorita y epidota)
114.0-159.0	Pórfido cuarcífero con silicificación y alteración fílica (fengita-illita). Presencia de pirita diseminada y escasa calcopirita
159.0-200.0	Granodiorita con alteración fílica (sericita-illita) y propilitización débil. Presencia de pirita con trazas de calcopirita y molibdenita
200.0-304.08	Pórfido cuarcífero con silicificación y alteración fílica (sericita/moscovita) y algo de caolinita (probablemente de feldespato K). Se presenta pirita abundante, calcopirita, bornita y molibdenita en la parte fuertemente silicificada



Foto 3.1 Pórfido granodiorítico con vetillas de "stockwork" de cuarzo + pirita + calcopirita con bordes de silicificación e hileras exteriores amarillentas de alteración fílica-argílica (sericita-montmorillonita). Sondaje MJJ-30, profundidad 328.5 m, pórfido de Cu-Mo de Junín, Distrito Imbaoeste

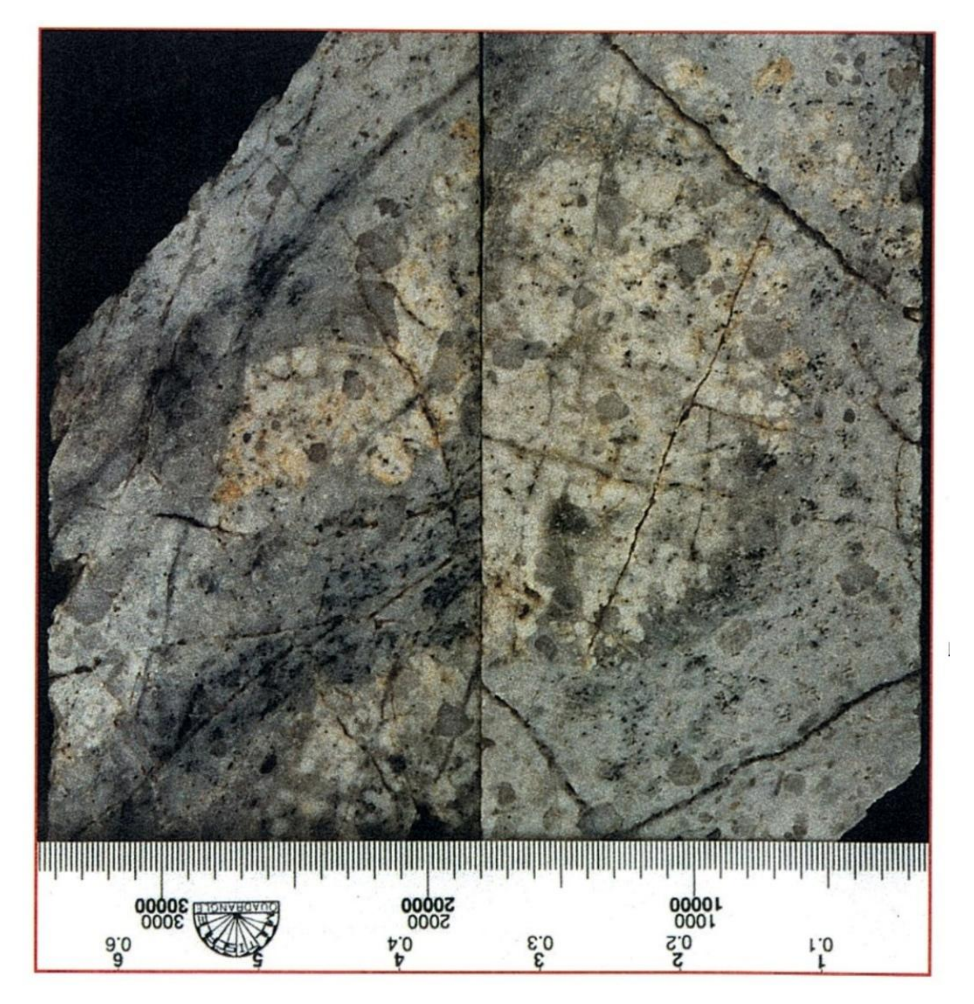


Foto 3.2 Pórfido cuarcífero con silicificación intensa. Relictos parches del pórfido amarillento con alteración fílica (moscovita-paragonita fina). Nótese que la textura porfídica está preservada en partes silicificadas. Sondaje MJJ-30, profundidad 494.0 m, pórfido de Cu-Mo de Junín, Distrito Imbaoeste

MJJ-30: Este sondaje fue ubicado 180 metros al Norte de MJJ-22 y aproximadamente en el centro del sector investigado en detalle por JICA/MMAJ (1997) (Fig. 3.1). Este pozo es uno de los más profundos perforados y tiene una de las mejores secciones de la mineralización buena. El registro esta presentado en la Tabla 3.2.

Hasta una profundidad de 530 metros el pozo perfora la granodiorita hornbléndica con abundantes diques de pórfido granodiorítico (fenocristales de feldespato ± hornblenda ± cuarzo), un pórfido cuarcífero leucocrático (fenocristales de cuarzo y/o feldespato) y varias facies microporfídicas. Bajo esta profundidad corta una cuarzodiorita/tonalita (o monzodiorita) mesocrática. En toda la sección aparece mineralización en “stockwork” con sulfuros y alteración intensa asociada, principalmente silicificación (200-600 m). También se observa alteración fílica (sericita-moscovita) y propilitización entre 30 y 150 metros, mientras que la biotitización y el desarrollo de feldespato-K ocurren principalmente debajo de los 530 metros. Hay buena mineralización desde los 190 metros hasta el fondo del pozo y, particularmente, entre 300 y 580 metros, desde 300 a 390 metros y desde 480 a 550 metros con leyes de cobre superiores al 1%. La pirita y la pirita cuprífera son más abundantes que la calcopirita hasta los 350 metros de profundidad y la molibdenita es más abundante bajo 300 metros. Otros minerales de mena identificados incluyen bornita, digenita, esfalerita, cuprita, covelina, calcosina y malaquita.

Tabla 3.2 Resumen del registro del pozo MJJ-30 del pórfido de Junín, Distrito Imbaoeste

Profundidad (metros)	Litología	Relleno de stockwork	Minerales económicos	I	Alteración					Identificación del PIMA			Susceptibilidad magnética	% Cu	% Mo
					Silc	Prop	Pot	Fíl	Arg	Mineral Alt 1	Mineral Alt 2	Mineral Alt 3			
50.91	Granodiorita Hbl	Qz ± py	py, hem, (cp)	Moderado	4	2		1	1	Clorita Int/Fe	Moscovita	Illita	2.7-8.5	0.54	< 0.01
56	Pórfido Fsp-Qz-Hbl	Qz	py, (cp, bn)	Débil	3	2		2	2	Moscovita	Clorita Int		0.3-0.4	0.17	< 0.01
60	Pórfido	**ZONA DE FALLA**		Moderado					5				< 0.05	0.16	< 0.01
69.19	Granodiorita Hbl	Qz	py, (cp)	Débil	3	1		2	2	Moscovita	Montmorillonita		0.2	0.13	< 0.01
100	Pórfido Fsp-Hbl-Qz	Qz	py, (cp, mo)	Moderado	3	1		2	1	Moscovita	Illita	Fengita/Montmorillonita	0.06-1.0	0.35	< 0.01
113		Qz ± py^{Cu}	py, py^{Cu}, (cp, mo, hem)	Moderado	2	1	1		2	Moscovita/Illita	Fengita		0.01-0.2	0.23	< 0.01
145.9	Pórfido cuarcífero	Qz	py, py^{Cu}	Moderado	3	1		1	2	Illita	Moscovita/Montmorillonita	Fengita	0.01-0.7	0.49	0.012
158.6	Pórfido Fsp	Qz ± sulfuros	py, py^{Cu}, cp, mo	Moderado	4	1		2	1	Montmorillonita	Moscovita	Caolinita	0.0-0.15	0.45	0.03
170	uPórfido Fsp-Hbl-Qz	Qz ± sulfuros	py, cp, bn, cov, mo	Moderado	5	1		2	2	Moscovita	Montmorillonita		0.3-1.9	0.34	< 0.01
177.8	Pórfido Fs-Hbl ± Qz	Qz ± sulfuros	py, mo, (cp)	Moderado	4	1			2	Illita	Montmorillonita		0.14-5.6	0.40	< 0.01
179.2	Granodiorita	**ZONA DE FALLA**	py^{Cu}, (cp)	Moderado					5	Moscovita	Illita		< 0.05	0.26	0.02
193.2	Granodiorita Hbl	Sulfuros ± Qz	py, py^{Cu}, (cp), mo	Moderado	4	1		2	1	Moscovita	Illita/Montmorillonita		0.0-4.0	0.31	< 0.01
198.5	Pórfido Fsp	Qz ± sulfuros	py, py^{Cu}, (cp), mo	Moderado	3	1			2	Illita	Halloysita		0.6-1.6	0.26	< 0.01
225	Pórfido Fsp-Hbl	Qz ± sulfuros	py^{Cu}, cp, mo, (cov)	Moderado	4	1		2	1	Moscovita	Illita	Flogopita/Fengita	0.46-1.0	0.15	< 0.01
232.8	Pórfido Hbl ± Fsp	Qz	py, (cp, cov, mo)	Moderado	3	1		2	1	Moscovita	Montmorillonita		0.18-0.9	0.17	0.015
262	Pórfido Fsp ± Hbl	Qz ± sulfuros	py, cp, mo, (cov)	Débil	4	1		2	1	Moscovita			0.01-1.6	0.31	< 0.01
280	Pórfido Fsp-Hbl	Qz ± sulfuros	py, bn, cov	Débil	3	1		2	1	Illita	Clorita Fe/Int	Moscovita	0.05-5.1	0.35	< 0.01
281.55	Pórfido Hbl-Fsp-Qz	Qz ± py	py, py^{Cu}, bn, ma, cc	Débil		1			2	Illita	Fengita		2.5	0.14	< 0.01
289.2	Pórfido Fsp	Qz + Ep	py, cp	Débil	5	2			1	Illita	Clorita Int		3.9	0.18	< 0.01
297.55	Pórfido Fsp-Hbl	Qz ± py	py, py^{Cu}	Débil	4	1		1	1	Moscovita/Montmorillonita	Grupo Caolín		0.07-3.5	0.19	< 0.01
305.75	pórfido Fsp	Qz ± py	mgt, py, (cp, mo)	Moderado	2	1		2	1	Moscovita/Montmorillonita	Halloysita		2.3-4.3	0.46	< 0.01
315.5	Pórfido Fsp-Hbl	Qz ± sulfuros	py, py^{Cu}, mo, (cp, cov)	Fuerte	1			3	5	Caolinita	Moscovita	Yeso	0.02-0.5	0.67	0.056
331.7	Pórfido Fsp ± Hbl	Qz ± py	py, cp, (mo)	Fuerte	2	1		3	3	Moscovita	Montmorillonita		0.09-0.6	0.49	< 0.01
344	uPórfido Qz	Qz ± sulfuros	py, py^{Cu}, (bn, cp, mo)	Fuerte	2	1		4		Moscovita	Paragonita		< 0.05	2.44	0.016
351.45	Pórfido Fsp	Qz ± sulfuros	py, py^{Cu}, cp, bn, cov	Moderado		1		4	3	Moscovita	Paragonita	Caolinita	< 0.05	2.16	0.047
354.55	Pórfido Qz	Vetas Qz	cp, bn, cov, (cc, ma, mo)	Débil	2	1		4	2	Moscovita	Paragonita		< 0.05	2.48	0.274
356.5	Pórfido Fsp-Qz	Qz ± sulfuros	cp, bn, cov, (py)	Fuerte	3	1		3	3	Moscovita	Montmorillonita		0.4	1.66	0.012
369.2	Pórfido Fsp	Qz	mgt, py, py^{Cu}, cp, cov, (bn)	Moderado	3	1		2	1	Fengita/Illita	Moscovita	Montmorillonita/Halloysita	0.0-10.4	0.61	< 0.01
372.45	Pórfido Fsp-Hbl	Qz ± sulfuros	py, cp, mo, (bn, cov)	Moderado	4	2		1	1	Montmorillonita	Moscovita	Illita	0.4-7.94	0.22	< 0.01
373.65	Pórfido (Gd)	Qz ± sulfuros	cp, (py^{Cu}, bn)	Moderado	5	1		2	1	Moscovita			0.08-9.8	0.51	< 0.01
381	Pórfido cuarcífero	Qz ± sulfuros	cp, mo, bn, (py, cov)	Moderado	3	1			3	Moscovita	Paragonita	Montmorillonita	0.04-0.6	0.89	0.017
383.75	Pórfido Fsp-Hbl	Qz ± sulfuros	cp, bn, (py, py^{Cu}, mo)	Moderado	3	1		2	2	Moscovita/Illita	Flogopita/Fengita		0.03-1.3	0.94	0.019
386.2	Pórfido cuarcífero	Qz ± bn	py, (bn, cov)	Moderado	3	1		3		Moscovita			0.01-1.7	0.73	0.03
393.4	Pórfido Fsp-Hbl-Qz	Qz ± sulfuros	mgt, py, cp, (mo, bn)	Moderado	5	2			1	Montmorillonita	Moscovita	Illita/Halloysita	0.05-9.8	0.29	0.021
400.6	Pórfido cuarcífero	Qz ± sulfuros	cp, py, mo, mgt, (bn)	Fuerte	5	2		2	1	Moscovita	Montmorillonita	Illita	0.02-4.9	0.48	0.016
443.5	Pórfido Fsp-Hbl	Qz ± sulfuros	py, cp, (bn, mo, mgt)	Moderado	3	1		2	1	Moscovita	Montmorillonita	Illita/Grupo Caolín	0.06-12.4	0.64	0.019
477.8	Pórfido cuarcífero	Qz ± sulfuros	mgt, py, cp, bn, mo	Fuerte	5	1	1		1	Montmorillonita	Illita		0.3	0.38	0.03
487.4	Pórfido Fsp-Hbl	Qz ± sulfuros	cp, bn, cov, mo	Fuerte	3	1	1		3	Montmorillonita	Illita	Epidota	5.3-14.2	0.99	0.03
524.22	Pórfido cuarcífero	QZ ± mo ± cp	cp, bn, mo, (cov, cc, py)	Moderado	5	2		3		Moscovita	Paragonita		0.0-0.13	1.82	0.032
537.3		Qz ± cp ± mo	bn, cp, (mo, py, mgt, cov)	Moderado	5	2	1	2		Moscovita	Flogopita		0.02-5.7	1.56	0.02
554.8	Pórfido diorítico	Qz ± sulfuros	cp, py, mgt, (bn, mo, cov, cc)	Moderado	5	2		1	1	Moscovita	Montmorillonita	Grupo Caolín	0.01-27.3	0.63	< 0.01
592		Qz ± sulfuros	py, cp, mgt, cov, (bn, mo)	Fuerte	4	2	1	2		Moscovita	Flogopita/Halloysita	Illita	0.04-3.5	0.75	0.014

LEYENDA uPórfido = micropórfido; Gd = Granodiorita; Qz = cuarzo; Fsp = feldespato; Hbl = hornblenda; Ep = epidota; Mosc = moscovita; Flog = flogopita; Montm = montmorillonita; Halloys = halloysita;
Alteración: 1 = muy débil, 2 = débil; 3 = moderado; 4 = fuerte; 5 = muy fuerte; Silc = silicificación; Pot = potásica; Prop = propilítica; Fíl = fílica; Arg = argílica
Minerales: py = pirita; py^{Cu} = pirita cuprífera, cp = calcopirita; bn = bornita; mgt = magnetita; mo = molibdenita; ma = malaquita; cov = covelina; cc = calcosina; hem = hematita
I = Intensidad de fracturamiento: Débil ☐ Moderado ☐ Fuerte ☐

Los datos del PIMA confirman la presencia de sericita-moscovita en todo el pozo, localmente acompañado por paragonita, flogopita, clorita (Fe/intermedia), illita, montmorillonita o halloysita. Donde el PIMA no identifica sericita-moscovita (normalmente fengita) aparecen minerales de arcilla (illita, montmorillonita y/o del grupo caolín). Concentraciones de minerales típicos de propilitización (clorita Fe/intermedia) fueron encontradas solamente en los 60 metros superiores y entre 272 y 292 metros. En tramos donde la propilitización fue reconocida (365-375 m y 390-400 m) el PIMA no ha detectado los minerales típicos de este estilo de alteración, la asociación está dominada por la montmorillonita.

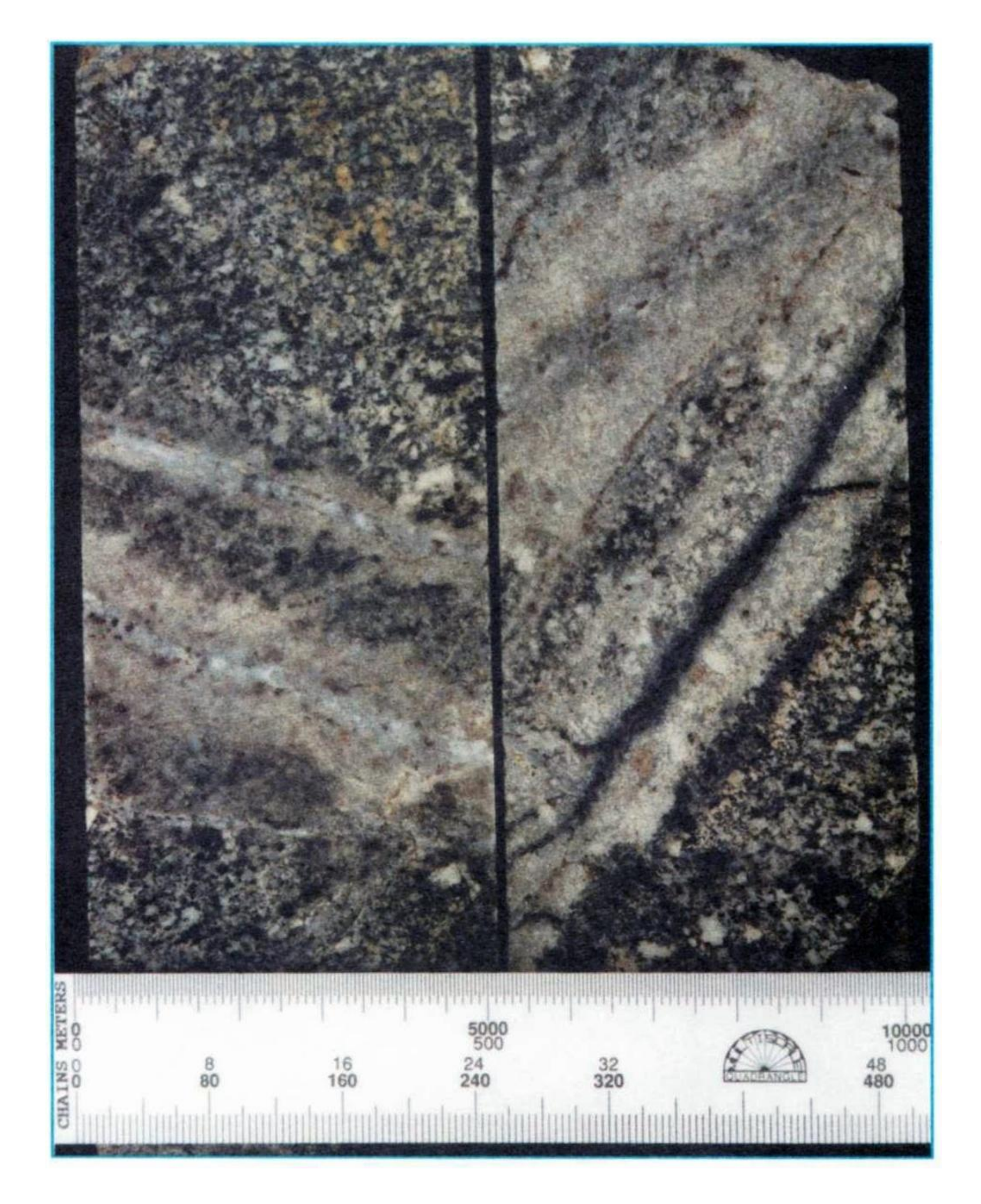


Foto 3.3 Pórfido diorítico con vetillas de "stockwork" de cuarzo y sulfuros (pirita, calcopirita, bornita y trazas de molibdenita) y conspicuas zonas de cenefas de silicificación. Sondaje MJJ-30, profundidad 530-560 m, pórfido de Cu-Mo de Junín, Distrito Imbaoeste

La flogopita, considerado como un indicio de alteración potásica, fue encontrada esporádicamente bajo los 210 metros, aumentando con la profundidad. La paragonita (moscovita sódica) es bastante común en la mitad inferior del pozo; su presencia en las partes donde hay escasa o nula evidencia de propilitización, y su preferencia por el pórfido cuarcífero, muestra una repulsión aparente con las litologías que llevan hornblenda o sus productos de alteración.

La paragonita ha sido identificada frecuentemente en las secciones que tienen las leyes de cobre más altas. Esta observación no concuerda con los datos de la Misión Japonesa que indican que los tramos con mayor mineralización presentan <1% de Na. La única explicación plausible es que, el sodio ha derivado de feldespatos alcalinos, principalmente plagioclasa. y durante su reemplazamiento el sodio entró preferentemente en la red de las micas.

Los estudios de las inclusiones fluidas de la Misión Japonesa indican que en el pozo MJJ-30 la temperatura de homogeneización de la mitad inferior con buena ley fue 300-350°C mientras que la mitad superior dio temperaturas <300°C.

3.3.7 Alteración

Los estilos de alteración hidrotermal identificados concuerdan con los resultados de la Misión Japonesa (JICA/MMAJ, 1997) e incluyen los siguientes aspectos:

(i) La asociación de cuarzo-feldespato K-sericita/moscovita ± flogopita-biotita secundaria corresponde con la alteración potásica o fílica potásica.

(ii) La asociación cuarzo-sericita-clorita intermedia corresponde con la alteración fílica o propilítica-fílica.

(iii) La asociación cuarzo-plagioclasa (albita)-clorita (Fe e intermedia)-epidota corresponde alteración propilítica.

Dos zonas de alteración hidrotermal han sido distinguidas en la superficie (Fig. 3.1):

(i) La alteración fílica está distribuida desde la parte central hacia la parte Norte y Noreste del área estudiada.

(ii) La alteración propilítica está distribuida periféricamente a la zona central de alteración fílica, hacia al Sur y Oeste. También se encuentran pequeñas áreas en la parte superior de la Quebrada Rica y en un tributario de la Quebrada Fortuna. La alteración argílica, caracterizada por la presencia de caolinita y montmorillonita, tiene una distribución restringida a las crestas del área estudiada y se considera como resultado de la meteorización. La zona de alteración potásica ha sido reconocida en las partes inferiores de los sondajes MJJ-22 y 30, ésta corresponde con los tramos más mineralizados.

Se infiere que la distribución lateral y vertical de las asociaciones de minerales secundarios es conforme a un patrón de zonación de alteración fílica alrededor del núcleo potásico y que la alteración propilítica, que rodea las áreas expuestas de alteración fílica, forma una zona periférica a ésta. Según la Misión Japonesa (JICA/MMAJ, 1997) las perforaciones MJJ-27 y 28 atravesaron alteración propilítica en las partes más profundas lo cual implica una simetría en relación de un depósito de forma tabular.

Los resultados indican que:

(i) Aunque se observa un patrón de alteración, las zonas delineadas no son tan definidas ni exclusivas, sino que están complicadas por sobreimposición.

(ii) La alteración fílica, y hasta cierto punto la silicificación, es penetrativa, pero localmente, los cambios en el estilo de alteración dependen en gran parte de la composición y permeabilidad de la litología original por ej. biotitización preferencial de la cuarzodiorita mesocrática, propilitización de la granodiorita en zonas dominadas por lo demás por alteración fílica, etc.

(iii) Existen pseudomorfos de sericita a partir de feldespato K en una matriz fina de sericita. Esto es una buena indicación que la alteración fílica se superpuso a la alteración potásica.

(iv) Se pueden correlacionar los minerales de arcilla con los varios estilos de alteración hidrotermal bajo la zona supergénica. La illita está asociada con alteración fílica, la montmorillonita con la propilitización y la caolinita con alteración potásica. La identificación de caolinita en la zona fílica-potásica podría ser fortuita pero también podría ser un producto de la descomposición de feldespato-K, donde este mineral no fue remplazado por sericita/moscovita. Parece que la montmorillonita podría ser una guía para definir la propilitización en ausencia de los minerales apropiados. La hidromica illita es bastante característica de alteración fílica y fílica-argílica. Aparentemente las identificaciones con el PIMA indican que la illita está mayormente asociada con fengita y/o clorita intermedia. Rara vez se encuentra illita con sericita/moscovita/paragonita. Aunque no se puede descontar la posibilidad de una repulsión entre illita y sericita es más probable que este rasgo sea debido a un efecto del software de interpretación de los espectros del PIMA.

(v) Aparentemente hay una correlación entre la ocurrencia de paragonita y sectores con buena mineralización de cobre. También hay una concordancia con alteración fílica-potásica. Dado que estos sectores tienen relativamente bajos contenidos de sodio, esta característica se interpreta como una repartición de este elemento entre fases de minerales y más probable debido a reemplazamiento de plagioclasa. Dentro de la zona propilítica-fílica los fenocristales de plagioclasa frecuentemente tienen mantos de albita o son totalmente albitizados lo que indica redistribución metasomático de sodio.

(vi) La silicificación está estrechamente asociada con la mineralización vetiforme y de "stockwork". La caja de fracturas con películas de sulfuros está intensamente silicificada a escala centimétrica. Existen zonas de silicificación pervasiva sobre anchuras métricas a decamétricas donde hay concentraciones elevadas de vetillas y fracturas mineralizadas.

3.3.8 Mineralización

La mineralización tiene una fuerte relación con las intrusiones porfídicas y su extensión está controlada por la forma y distribución de los diques (Fig. 3.2). Además, se observa mineralización asociada con las fallas paralelas y subparalelas a los diques. Las zonas enriquecidas están ubicadas a lo largo de los diques angostos (<50 metros), los márgenes de los diques y cuerpos de pórfido de mayor potencia y a lo largo de fallas concordantes que cortan estos cuerpos. Una serie o enjambre de diques angostos y poco espaciados ocasiona las zonas mineralizadas más extensas y de mejor ley. El fallamiento ha sido pre-, syn- y post-mineral. Las fallas pre-mineral controlaron las intrusiones, las fallas syn-mineral, principalmente las mismas reactivadas y mineralizadas, sirvieron como conductos para los fluidos mineralizantes y las fallas post-mineral han cortado y desplazado zonas mineralizadas.

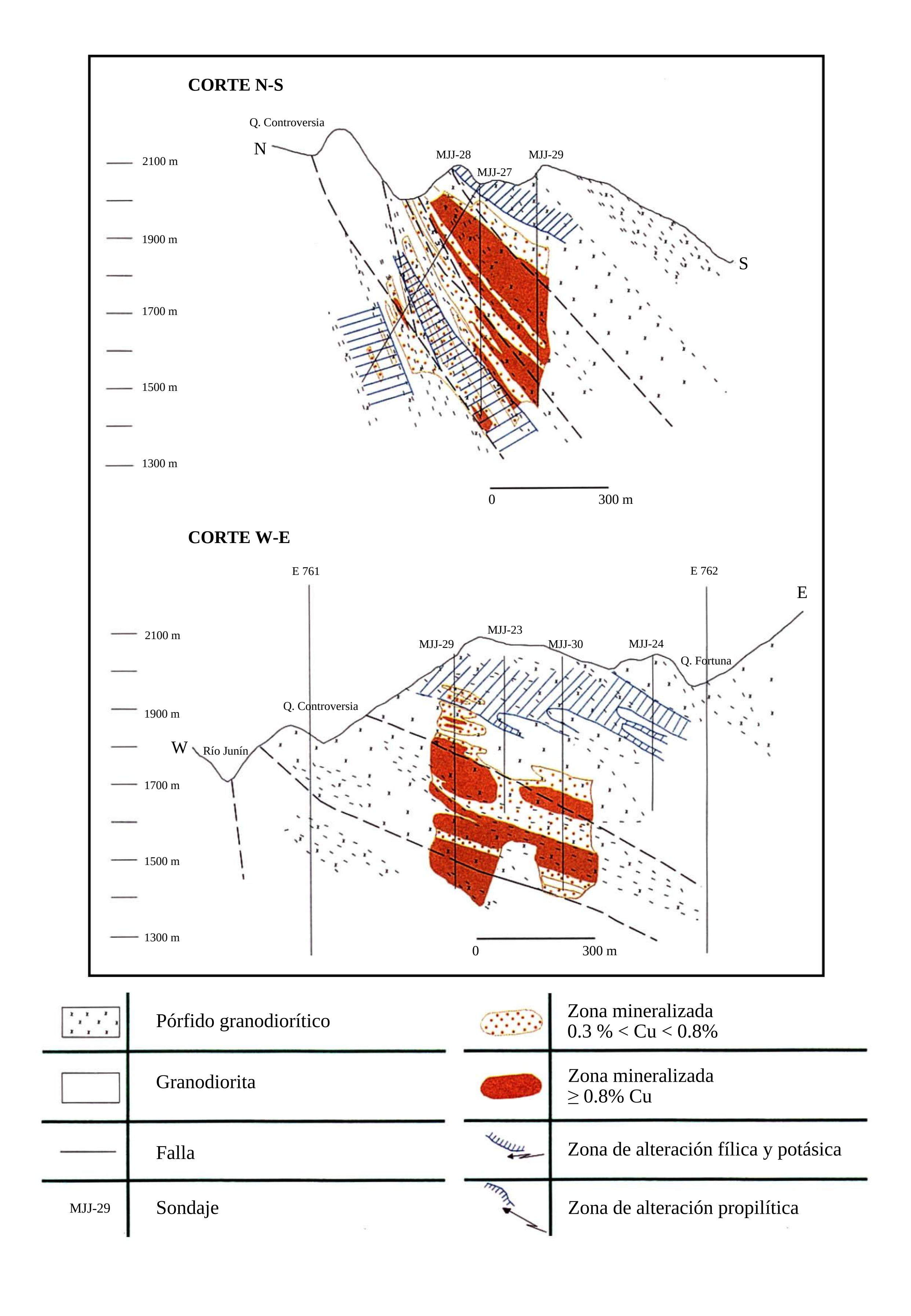


Figura 3.2 Perfiles geológicos del pórfido Cu-Mo de Junín mostrando las zonas mineralizadas, zona central del distrito Imbaoeste

La mineralización está dominantemente en forma de “stockworks” de vetillas y fracturas con películas de sulfuros. También hay diseminaciones localizadas en áreas proximales de “stockworks” bien desarrollados y dentro de zonas de silicificación y alteración fílica intensa. Los minerales económicos identificados incluyen pirita, pirita cuprífera, calcopirita, bornita, molibdenita con menos cantidades esporádicas de esfalerita, tetraedrita, tennantita, enargita, magnetita y especularita. Los minerales secundarios incluyen, calcosina, covelina, digenita, malaquita, goetita y limonita. Se han reconocido tres tipos de mineralización de “stockwork”:

(i) Vetillas de stockwork con cuarzo y sulfuros en las siguientes combinaciones: qtz + py ± hem; qtz + mo; qtz + py ± cp ± mo; qtz + mo + cp ± bn; qtz + mo + bn.

(ii) Fracturas cloríticas con sulfuros.

(iii) Fracturas con películas de sulfuros y bordes silicificados pasando a una zona exterior de alteración fílica-argílica intensa.

Las vetillas varían en potencia desde escala milimétrica hasta 3 cm y raramente hasta 20 cm acompañadas de brechas de fractura incipientes. El feldespato-K está característicamente ausente o ha sido obliterado. Las vetillas son multifásicas y superpuestas de tipos ‘B’ y ‘D’. Las vetillas tipo ‘B’ típicamente llevan molibdenita ± calcopirita y/o bornita. El bandeado está localmente desarrollado en algunas vetillas más anchas y la molibdenita está comúnmente ubicada a lo largo de los contactos con la caja y entre bandas simétricas. Algunas de estas vetillas tienen cavidades drusiformes y/o de tipo ‘vuggy’. Las vetillas tipo ‘D’ tienen más la forma de fracturas con películas de sulfuros localmente y una menor cantidad de cuarzo. Están dominados por pirita, pirita cuprífera y calcopirita acompañados a veces con esfalerita y sulfo-arseniuros. En su mayor parte tienen halos de alteración bien desarrollados con una zonación desde silicificación intensa a sericita o sericita + clorita ± albita y posiblemente arcillas illíticas externas a ellos.

Puede notarse que hay una cierta repulsión entre la bornita y la pirita y existen evidencias (ej. sondaje MJJ-30) de una zonación débil de sulfuros con el contenido en hierro aumentando hacia al exterior (bornita-calcopirita-pirita cuprífera-pirita).

3.3.9 Interpretación

La mineralización dentro de la granodiorita de Junín está directamente relacionada con las intrusiones de pórfido que constituyen un enjambre de diques y cuerpos localizados por fallas y fracturas extensionales buzando con un ángulo moderado al SSE (Fig. 3.2). Estos diques fueron intruidos durante el Mioceno Superior y 5-8 Ma después del emplazamiento de la fase precursora principal granodiorítica a cuarzodiorítica del batolito. El sistema hidrotermal siguió activo durante unos 2 Ma después de este magmatismo. La zona mineralizada tiene 200-400 metros de potencia y está abierta en profundidad con la posibilidad de ensancharse más. La mayor parte de la zona mineralizada está delimitada por dos fallas principales que se cierran hacia al Noroeste. La mineralización afectó a todas las clases de intrusivos presentes. Los patrones de alteración y mineralización varían localmente con diques individuales, pero en términos globales muestran una zonación sistemática y probablemente simétrica. La zona de buenos valores de Cu, Mo y razones de Cu:Fe altas es coincidente con la zona de alteración fílica-potásica caracterizada por cuarzo, sericita/moscovita/paragonita, feldespato-K y flogopita/biotita secundaria (Tabla 3.2). Hacia arriba y hacia el exterior hay una transición de la alteración desde fílica o propilítica-fílica caracterizada por la asociación cuarzo-sericita/illita-clorita a propilítica acompañada por un incremento en Fe, Zn, Pb y S y una correspondiente disminución en Cu y Mo.

El predominio de la alteración fílica con alteración propilítica alrededor de un restringido – y localmente borrado – núcleo potásico, es bastante típico de los sistemas porfídicos de convección caracterizados por la circulación de aguas meteóricas. En este modelo, los fluidos transfieren masa y calor del magma a las rocas encajantes y redistribuyen los elementos obtenidos de las rocas en las que desarrollan las células de convección. La alteración y la mineralización son penetrativas y controladas por fracturas y fallas. Al nivel de perforación en Junín hay solamente indicios de la fase ortomagmática temprana, mientras que no se ha reconocido mineralización asociada con la fase ortomagmática (ej. vetas 'A'). Los estudios de las inclusiones fluidas hechos por la Misión Japonesa indican temperaturas de homogeneización promedio en el rango 222-378°C. En el pozo MJJ-30, por ejemplo, las temperaturas se incrementan con la profundidad desde 278°C en la zona propilítica hasta 327°C en la zona fílica-potásica. Las temperaturas de menos de 300°C están asociadas a mineralización relativamente pobre. Estos rangos de temperaturas son conformes con un sistema de convección predominante más que con sistemas ortomagmáticos que normalmente registran temperaturas de 400-800°C.

Sin embargo, las texturas de exsolución de bornita, calcosina y digenita en la calcopirita sugieren que la mineralización primaria se formó a temperaturas comparativamente altas. También la Misión Japonesa (JICA/MMAJ, 1997) registró salinidades de hasta 38% de NaCl equivalente lo cual es más característico de una fase ortomagmática.

El pórfido Cu-Mo de Junín es del tipo plutónico y la evidencia indica la siguiente evolución del sistema:

(i) Emplazamiento a baja profundidad de diques y cuerpos lenticulares de pórfido en varias fases a lo largo de fracturas y fallas dentro de la cúpula en la parte central del batolito granodiorítico-cuarzodiorítico ya consolidado de Apuela-Nanegal. Este evento, o serie de eventos, magmáticos, ocurrió hace 7-11 Ma, pero culminó durante 7-8 Ma. Las intrusiones incluyeron fases leucocráticas muy diferenciadas y también fases mesocráticas derivadas de magmas restíticos.

(ii) Fase ortomagmática de introducción metasomática de Cu-Mo y otros metales, azufre, álcalis y iones hidrógeno durante la solidificación de los magmas. Introducción de los fluidos de alta temperatura y salinidad causando alteración y mineralización penetrativa. Establecimiento de un patrón de alteración dominado por un núcleo potásico en el centro y propilítico en la zona periférica. Posiblemente había zonas angostas de alteración fílica en las áreas donde había interacción entre los fluidos magmáticos y meteóricos a lo largo de los contactos intrusivos y las fallas reactivadas. Circulación hidrotermal incorporando aguas meteóricas en la parte periférica durante esta etapa principal de mineralización.

(iii) Enfriamiento del centro mineralizante y colapso del frente dominado por la componente ortomagmática y establecimiento de un sistema de convección dominado por aguas meteóricas. La circulación del agua meteórica a través de redes de fracturas en las intrusiones mineralizantes causó alteración fílica extensa superpuesta a los tipos de alteración anteriores. Estas aguas más frías y ácidas, con el aumento de actividad de iones de azufre, fueron responsables de la removilización y redistribución de los metales de la etapa anterior, destrucción del feldespato K y la biotita y el desarrollo de márgenes o halos de alteración retrógrados sobre las vetas y fracturas. Esta fase ocasionó la obliteración parcial (parte superior) o total del núcleo potásico.

(iv) Enfriamiento y decrecimiento del sistema hidrotermal, colapso de la célula de convección hacia abajo y adentro. Fallamiento post-mineral y posible desarrollo de un ambiente de aguas termales ácidas y diluidas de baja temperatura estrechamente controlada por estas estructuras, dando como resultado una sobreimposición de alteración argílica cerca de la paleosuperficie. Las temperaturas de bloqueo mineral del sistema hidrotermal se alcanzaron hace 6-5.7 Ma.

3.4 El Corazón

3.4.1 Introducción

Este prospecto está localizado en la Cordillera Occidental a unos 60 km al Noroeste de Quito y ca. 12 km al Oeste del prospecto Junín. Está situado a una cota de unos 800 msnm, en un área de espesa cobertura arbórea y niveles de meteorización profundos. RTZ llevó a cabo la exploración para oro en esta área entre los años 1994 y 1997. La geoquímica de sedimentos fluviales y de roca, junto a levantamientos geofísicos detallados, sirvieron para identificar una zona de alteración de 1.5 km de ancho, que se extendía por unos 5 km en dirección ENE. RTZ perforó un total de 12682 metros en 71 pozos de diamante, ubicados mayormente en dos zonas anómalas, separados por una distancia de 1.2 km. RTZ concluyó que el enriquecimiento en oro estaba relacionado a un sistema epitermal de alta sulfuración. Las perforaciones exploratorias definieron unos recursos de por lo menos 2.4 Mt a 1.2 g/t en la zona de Río Verde Chico (RVC) y de por lo menos 4.0 Mt a 2 g/t en la zona de Tres X.

La compañía júnior canadiense, Balaclava Mines Inc. opcionó el área desde 1997 hasta 1999 para investigar el potencial de explotación para minería en volumen de bajo costo. Balaclava revisó y reinterpretó los datos de RTZ y llevó a cabo un programa de mapeo y muestreo, pozos y trincheras de prueba. Identificó cuatro zonas prospectivas para oro. Su interés fue:

(i) Dos sistemas de vetas en enjambres paralelos desarrollados en un área de 3.5 km^2 que fue identificada y perforada por RTZ con intersecciones numerosas con valores de oro incluyendo 71 m @ 2.3 g/t.

(ii) Vetas de oro bonanza (previamente no probadas con perforaciones) con valores de oro de 59.9 m @ 40.1 g/t oro y 30 m @ 65 g/t oro (oblicua al rumbo).

(iii) Una zona de tobas altamente silicificadas de 2.5 km de largo con rumbo ENE y ancho promedio de 400 metros, que contiene valores de oro hasta 7 g/t, que no fue investigada previamente en una forma sistemática.

La mineralización estratoligada está hospedada por una toba lixiviada ácida ubicada sobre el lado oriental de la cresta Tres X y en la zona de Paraíso. Esta unidad estratificada presenta potencial para explotación en tajo abierto, pero Balaclava suspendió sus actividades debido a la baja del precio del oro.

Durante este estudio se examinaron cuatro pozos (RVC-20, 37, 41 y DHC-04). De estos se registraron un total de 67 espectros de PIMA y se tomaron 17 muestras para estudio mineralógico. Adicionalmente, se recogieron 6 muestras de roca de afloramiento principalmente para investigaciones geoquímicas.

3.4.2 Geología

Las rocas aflorantes en El Corazón son tobas volcanoclásticas y brechas de la Formación Mulaute del Cretácico Medio-Superior. Hacia el Este, estas rocas están intruidas por el batolito Apuela-Nanegal y también por un posible conjunto de rocas félsicas más jóvenes. RTZ ha mapeado un posible domo riolítico a unos 1000 metros al Noroeste de la zona de Tres X. Un pórfido dacítico-andesítico fue intersecado en el pozo DHC-04 en la parte Este de la zona de Tres X. Una zona importante de cizalla regional de la Falla Toachi-Toacazo con rumbo NNE, pasa a unos 15 km al Oeste del prospecto. Se han encontrado clastos de rocas ultramáficas en brechas asociadas a esta estructura, que marcan la sutura entre terrenos. Las imágenes de RADARSAT indican la importancia de los controles estructurales, posiblemente relacionados con la cizalla/sutura regional. Las zonas auríferas de El Corazón están ubicadas a lo largo de un cinturón de estructuras de rumbo ENE asociado con el lineamiento del Río Toachi. La zona de Río Verde Chico está localizada en la intersección de una estructura con este rumbo y otras con rumbo NNE. La zona de Tres X está localizada en la intersección de una estructura ENE con un lineamiento de rumbo Noroeste. Los afloramientos naturales están oscurecidos por la cobertura de depósitos cuaternarios y se restringe generalmente a los cursos de los ríos y a los altos topográficos, donde se ha producido silicificación. Estos depósitos dificultan la exploración de superficie y el mapeo de la concesión, especialmente en la zona entre RVC y Tres X.

Nuestros estudios de afloramientos, trincheras y testigos de perforación, indican que la mineralización está asociada a zonas de silicificación y vetilleo de cuarzo, con control estructural. Las rocas caja son predominantemente brechas volcánicas y sedimentos volcanoclásticos de composición andesítica y con alteración propilítica. Se pueden reconocer múltiples eventos de vetilleo, brechificación y silicificación en las estructuras mineralizadas. La identificación de oro visible en el afloramiento y en muestra de mano, conjuntamente con datos geoquímicos de los testigos de perforación, indican que el oro esta preferentemente enriquecido en el cuarzo tardío, de grano fino, de color blanco lechoso a gris pálido, el cual se encuentra en los intersticios, o cementando, cuarzo gris temprano con niveles altos de sulfuros, pirita y calcopirita subordinada. La silicificación temprana está asociada con valores relativamente bajos de oro, pero parece tener una característica distintiva con valores elevados de Te, Cu, Sb, As, Pb, Zn y Ag. Este conjunto sugiere un origen de alta temperatura, probablemente relacionado a una fuente magmática. Concentraciones más altas de oro y plata ocurren principalmente con el cuarzo blanco tardío y no están acompañadas por enriquecimientos de los mismos elementos traza. Este contraste, junto a la presencia esporádica de bandeado coloforme en el cuarzo blanco, sugiere un origen de temperatura más baja asociado a la introducción, o removilización, de la fase tardía de Au. Esto ha sido corroborado por observaciones en la zona de Tres X, donde tobas altamente silicificadas y piríticas del pozo 58 contienen valores bajos de oro, mientras que, a 50 m del pozo, en la proximidad de una falla, hay vetillas que contienen 1 ppm de Au.

El carbonato tardío ocurre ampliamente en forma de delgadas vetillas esporádicas. Excepcionalmente, como se encontró en el pozo RVC-41 y fue verificado por el análisis de PIMA, la calcita está junto al cuarzo en vetas compuestas, asociada a un bajo tenor de enriquecimiento en oro y plata.

La alteración asociada a la mineralización muestra una extensión típicamente limitada. Una silicificación intensa y pervasiva está restringida a estructuras de pocos metros de ancho. Alteración fílica, que comprende sericita verde (mariposita), pirita y cuarzo, ocurre en un área más ancha en las proximidades de las zonas de silicificación. La alteración propilítica, que comprende clorita, calcita y epidota, está muy difundida a través del prospecto. La alteración argílica se observó solamente en la proximidad de estructuras, que son posteriores a la mineralización. Se notaron parches localizados de escala centimétrica de sílice con cavidades por lixiviación ácida, en el sector del Chirimoyo en la zona de Tres X.

Algunas vetas tipo bonanza han sido descubiertas en algunos sitios dentro del prospecto. El sector más importante de éstas es al Norte de Tres X, donde cuatro orientaciones estructurales básicas han sido identificadas: rumbos 330-355°, 045-055°, 020-030° y 280°. Las estructuras de rumbo Noreste, especialmente, tienen niveles muy altos de oro (ej. 3 zonas de 80 metros en rumbo con valores con un promedio de 94.88 g/t). La estructura de Yucal, con 0.5 a 1.5 m de ancha, está altamente silicificada y brechificada. Contiene vetas delgadas de cuarzo blanco con oro visible, y los resultados analíticos asociados indican altos valores de oro. Estructuras similares con oro visible existen en Gramalote, más hacia el Noroeste. 30 metros al Sur de esta zona, Balaclava registró valores de oro con un promedio de 94 g/t sobre un área 10×10 metros.

El pozo DHC-04, ubicado en la parte Este de Tres X, intersecó volcanoclastos antes de penetrar en un cuerpo no mineralizado de andesita porfídica. La brecha de contacto está asociada a complejas fases múltiples de silicificación, brechificación y vetilleo, incluyendo el cuarzo blanco tardío. Este intervalo contiene altos valores de oro y enriquecimientos asociados de Ag, Cu y Te. La alteración fílica adyacente, con valores más bajos de oro, pasa hacia fuera a rocas alteradas propilíticamente y con concentraciones de oro que no destacan de los valores de fondo.

3.4.3 Discusión

Con base en la evidencia observada en el campo, en los testigos de perforación y en los datos geoquímicos asociados, la mineralización expuesta en el prospecto de El Corazón, parece haber sido emplazada en un ambiente mesotermal antes que en uno epitermal. Las estructuras mineralizadas estrechas, la extensión restringida de la alteración asociada, la ocurrencia de mariposita y la mayoría de las texturas observadas, son todos rasgos normalmente encontrados en ambientes mesotermales. Adicionalmente, la asociación geoquímica distintiva, incluyendo Te, y la asociación con la mineralización de sulfuros de metales básicos, apoyan un origen a alta temperatura. Los cuerpos de pórfidos intrusivos intersecados en las perforaciones y expuestos al Norte de Tres X, son coherentes con la derivación de por lo menos algunos de los fluidos y metales de una fuente magmática. Sin embargo, la generación tardía de cuarzo blanco, que parece fuertemente asociada con los valores más altos de oro, sin la característica de la asociación de elementos traza de alta temperatura, puede haber sido derivada de un fluido de menor temperatura en un ambiente epitermal más somero. El bandeado coloforme a pequeña escala en el cuarzo blanco, la asociación esporádica con calcita y los raros parches de alteración tipo sílice con cavidades son consistentes con esta explicación.

Unas analogías tentativas han sido delineadas entre el ambiente de El Corazón y el del sistema de vetas en capas ("sheeted-vein system") de Cerro Vanguardia en Argentina (Sillitoe, 1995; Schalumak et al., 1997). Este último es un extenso sistema de vetas en capas, que muestra texturas típicas de un sistema de baja sulfuración y rasgos desarrollados en un posible ambiente intracaldera. También se lo ha comparado con el yacimiento de Au-Ag de Kori Kollo en Bolivia (Sillitoe, 1995). Éste ha sido interpretado como un sistema de baja sulfuración, profundo, emplazado en un pórfido sericitizado y en una brecha hidrotermal. Se prefiere la comparación con Kori Kollo, pero se requiere de trabajo adicional considerable para deducir el ambiente y los controles de la mineralización en El Corazón.

Una comprensión mejorada de la estructura local es vital para tener éxito en esta área. Al Norte de Tres X existe potencial para una mineralización económica de oro en las vetas tipo bonanza. Estas requieren de un trabajo sistemático de trincheras y perforaciones para delinear su extensión en tres dimensiones. La identificación de objetivos adicionales se ve dificultada por la pobreza de afloramientos. Levantamientos magnetométricos en superficie y polarización inducida (IP-resistividad) darían información estructural útil y ayudarían a identificar las zonas de silicificación.

4

DISTRITO MINERO AZUAY

4.1 Introducción

El distrito minero Azuay está delimitado en la base de datos de ocurrencias minerales (SIM) y en el sistema de información geográfica (SIG) por las coordenadas geográficas 79°00'-79°50'W y 2°40'-3°50'S. El distrito ha sido escogido para que cubra todos los depósitos investigados en el SW de Ecuador, excepto la Mina Peggy. Incorpora los subdistritos y campos minerales de Ponce Enríquez, Zaruma-Portovelo, Molleturo, y Catamayo y los cinturones vecinos de Gañarín Tres Chorreras, Alao y Collay-Shincata (Loja).

La Mina Peggy, que fue escogida para estudios comparativos en un estadio relativamente tardío de la investigación, está en la Zona de Falla de Baños al NW del área designada. Este depósito se encuentra dentro del cinturón polimetálico de estaño-plata de San Bartolomé, lo que justifica un estatus de subdistrito separado.

El Distrito Azuay ocupa la totalidad de la Provincia de Azuay, excepto por su prolongación al NW, y la parte más Norte de la Provincia de El Oro. Su delineación es en cierta medida arbitraria, pero cubre esencialmente el área ocupada por el Grupo Saraguro en el Sur del Ecuador al Oeste de la longitud 79ºW y la ciudad de Cuenca. Por motivos prácticos el borde Sur fue definido por los límites fallados del Complejo Metamórfico de El Oro y el borde Norte escogido para incluir todo el afloramiento de la Cuenca de Cuenca, la masa principal del Batolito de Chaucha y el grupo asociado de depósitos del campo mineral Molleturo (Figs. 4.1 y 4.3: BGS-CODIGEM, 1998). El distrito está totalmente cubierto por el estudio aeromagnético del Subcomponente 3.4 en el Sur del Ecuador, pero se extiende más al Sureste que el área cubierta por el programa de geoquímica regional complementaria y el mapeo geológico PICG del Subcomponente 3.3 (Hoja No. 1). La compilación de la geología de todo el distrito, por lo tanto, ha necesitado la incorporación digital de los mapas topográficos y el reconocimiento geológico llevados a cabo en el Proyecto de la Cordillera Real. A consecuencia de esto, el Grupo Saraguro al Este del área mapeada por el PICG (Hoja 1) está indiferenciado.

El siguiente resumen del ambiente geológico regional está basado en los mapas geológicos de escala 1:200000 números 1 (3-4ºS) y 2 (2-3ºS) y los datos descriptivos en Pratt et al. (1997) y Dunkley & Gaibor (1997a) respectivamente, complementados por la información del Proyecto de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994).

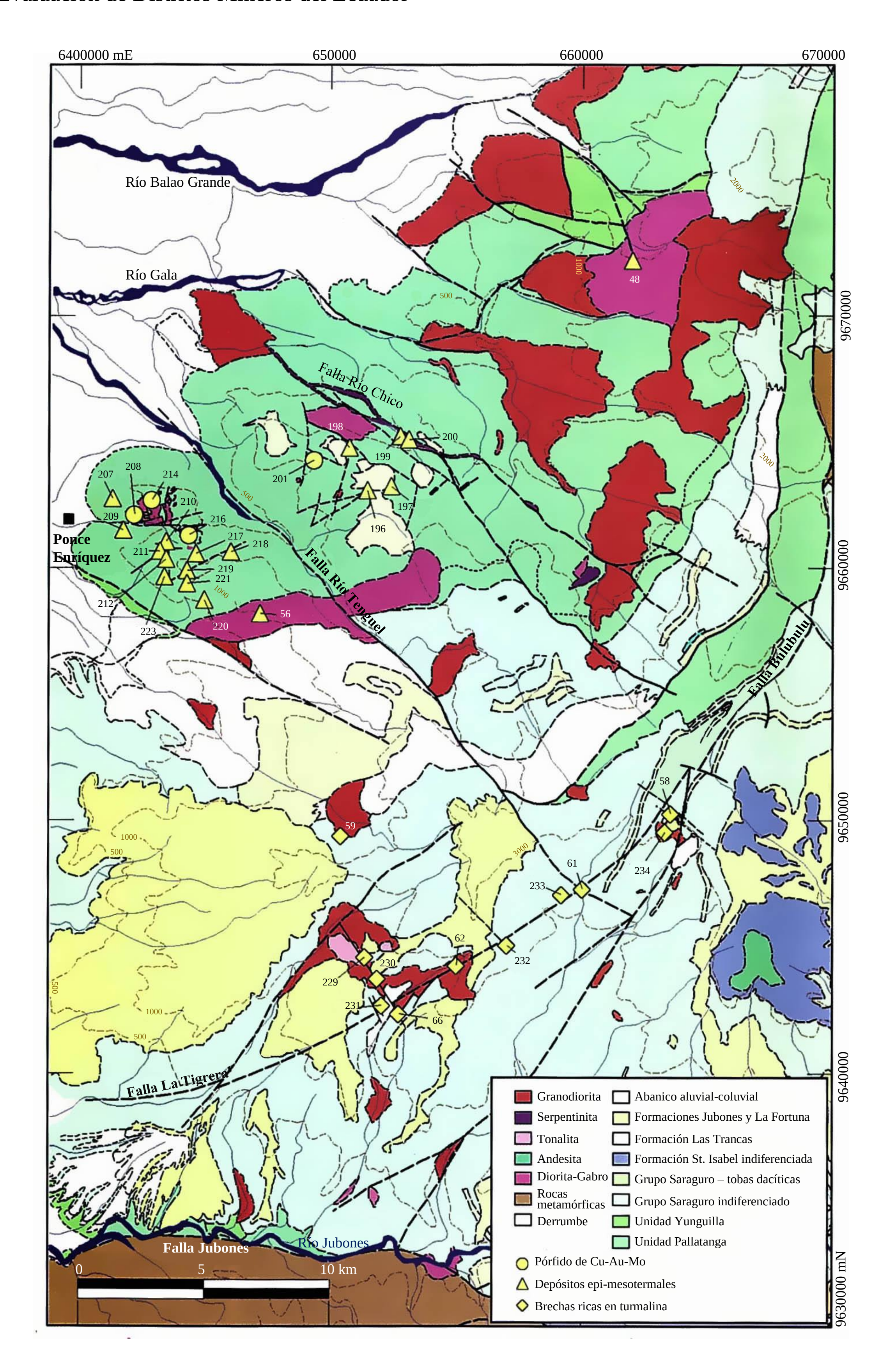


Figura 4.1 Mapa geológico simplificado del Distrito Azuay basado en los mapas geológicos del Subcomponente 3.3 – PICG (Hojas 1 y 2 @ 1:200000) y el mapa de la parte sur de la Cordillera Real a una escala 1:500000 (Litherland et al., 1994)

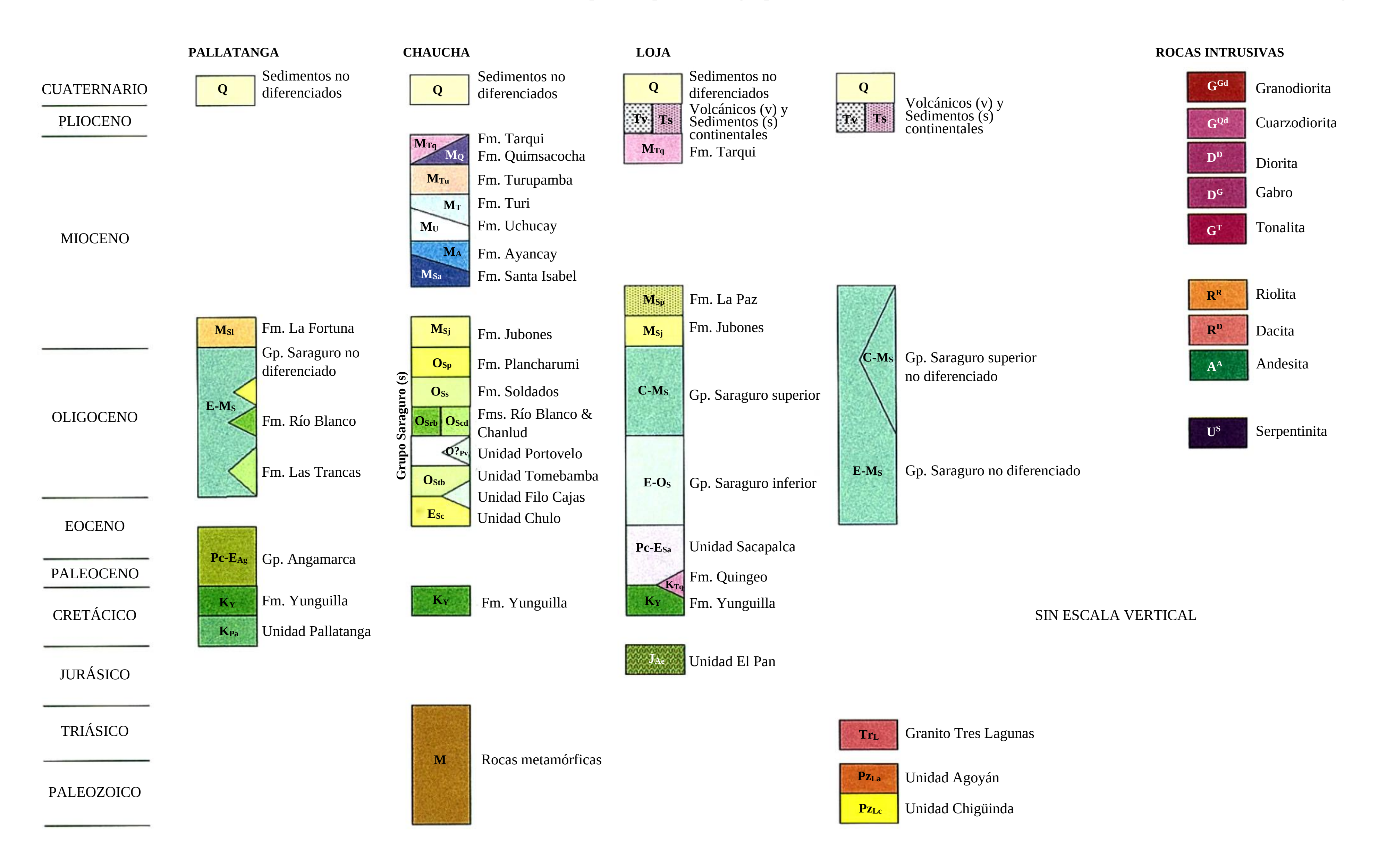


Figura 4.2 Estratigrafía generalizada de los terrenos litotectónicos en el distrito Azuay

4.2 Ambiente geológico

4.2.1 Introducción

El Distrito Azuay abarca toda la anchura de la Cordillera Occidental desde el Terreno Loja, al Este de la Falla de Baños, hasta la llanura costera del Golfo de Guayaquil en el Oeste. Desde el Sureste al Noreste comprende segmentos de los terrenos de rumbo NE-NNE Loja, Alao, Chaucha y Pallatanga de edades pre-tardi Cretácico que han sido acrecionados sucesivamente al "hinterland" Paleozoico-Triásico del Cratón guyanés (Escudo Brasileño). Los límites entre estos terrenos están marcados por fallas inversas regionales y cabalgamientos. La evolución cenozoica del área estuvo dominada por magmatismo calco-alcalino y sedimentación, cuyos productos ocupan ahora un 80% de los afloramientos.

La estratigrafía generalizada para cada terreno en el Distrito Azuay está resumida en la Figura 4.2.

4.2.2 Pre-Grupo Saraguro

El principal rasgo del Distrito Azuay es el terreno predominantemente continental Chaucha que está limitado por el Sistema de Fallas Bulubulu por el Noroeste y la Zona de Falla de Girón en el Sureste. Este terreno comprende una mélange de rocas metamórficas (Peltetec-Palenque) que constituye la continuación hacia el Norte del Complejo Metamórfico de El Oro del Paleozoico al Cretácico (Aspden et al., 1995; Feininger, 1978) y forma el basamento de gran parte del área. Ampliamente oculto por volcanitas más jóvenes al Noreste de la Falla del Jubones, el basamento sólo está expuesto en ventanas falladas a lo largo del Sistema de Fallas Bulubulu y como enclaves de techo dentro de y en los márgenes del Batolito Chaucha (Pratt et al., 1997; Dunkley & Gaibor, 1997a). Predominan los metasedimentos siliciclásticos, incluyendo filitas, pizarras, psamitas y conglomerados hojosos de grado bajo a muy bajo (esquistos verdes bajos a sub-esquistos verdes). Facies metamórficas más altas (esquistos biotíticos, ortogneises con granate y esquistos azules) están intercaladas y yuxtapuestas con estas rocas de grado bajo. En el extremo Sur del área, los estratos con andalucita y biotita pasan hacia el Sur a las turbiditas no metamorfizadas de la Unidad El Tigre (Aspden et al., 1995). El Terreno Chaucha se ha interpretado como un prisma de acreción pegado al collage de terrenos de arco de la Cordillera Real durante el evento Peltetec del Cretácico Inferior.

El Terreno Pallatanga en el NW del distrito comprende un segmento de corteza oceánica (Unidad Pallatanga), de edad pre-Senoniense, con una secuencia de abanico turbidítico marino maastrichtiense superpuesta y escasamente preservada (Unidad Yunguilla) a la que se superpone discordantemente en el Este las volcanitas del Grupo Saraguro (Eoceno-Mioceno Medio) e intruidas por dioritas a granodioritas neógenas. La Unidad Pallatanga (definida por McCourt et al., 1997), es una asociación ofiolítica dominada por una gruesa secuencia de basaltos masivos y almohadillados ('pillowed') con hialoclastitas, intercalaciones de cherts, e intrusiones gabroicas y ultrabásicas. Las lavas basálticas tienen una química MORB y muestran alteración hidrotermal penetrativa suave. En el área de Molleturo, los basaltos de Pallatanga están fallados contra y tectónicamente intercalados con sedimentos de la Unidad Yunguilla (Dunkley & Gaibor, 1997a).

El Grupo Angamarca, en la esquina NW del Distrito Azuay, aparece en un amplio cinturón limitado por fallas entre la Unidad Pallatanga y la Unidad Macuchi al NW. El grupo es de edad paleocena-eocena y está formado por un relleno de cuenca siliciclástico, que engrosa su tamaño de grano hacia el techo, de areniscas, siltitas y argilitas turbidíticas con intercalaciones de tobas intermedias (Hughes & Bermúdez, 1997).

El Terreno Alao es, esencialmente, un cinturón de esquistos verdes situado entre las zonas de falla de Girón y Baños, en la parte Este del Terreno Chaucha (Fig. 4.1). Este terreno comprende una secuencia de arco de isla oceánico Jurásica de basaltos masivos, andesitas basálticas y rocas verdes con intercalaciones de esquistos verdes, esquistos grafiticos, esquistos pelíticos, cuarcitas y mármoles (Litherland et al., 1994). El Terreno Alao está subdividido en tres unidades: Alao-Paute (descrita en el Volumen 3), El Pan y Maguazo. No hay fase plutónica. La Unidad El Pan, la única división expuesta en el Distrito Azuay, es una facies volcanosedimentaria metamorfizada sin rocas verdes masivas. Las litologías incluyen una variedad de esquistos verdes, esquistos grafiticos, filitas cuarzo sericíticas y mármoles negros, que se piensa que son tobas calcáreas, arcillas y margas metamorfizadas. Esta unidad podría representar una secuencia marina de cuenca trasarco del arco de islas oceánico Alao-Paute (Litherland et al., 1994).

Dentro del área del Distrito Azuay, las volcanitas de Alao están cubiertas por estratos Cretácicos y Cenozoicos. La unidad maastrichtiense Yunguilla aparece en retazos en Cumbe, al S de Cuenca, y entre Selva Alegre y Manu. La Unidad Sacapalca, del Paleoceno al Eoceno, aparece en el sinclinal N-S limitado por fallas de Chuquiribamba, al W del bloque El Oro, en el extremo S del área. Está formado por lavas andesíticas, brechas tobáceas, conglomerados, argilitas lacustres y escasas tobas dacíticas. Según Pratt et al. (1997), está intruida por el Plutón San Lucas (59-51 Ma; Aspden et al., 1992) y la intrusión El Tingo (47-50 Ma; Kennerley, 1980). La Formación Quingeo, del Eoceno medio-superior, se superpone a la Unidad Yunguilla en Cumbe, mediante un contacto que parece transicional. Esta secuencia marina somera a terrestre (deltaica a fluvial) de areniscas púrpura, siltitas y argilitas es parcialmente contemporánea de la Unidad Sacapalca del Grupo Saraguro.

El Terreno Loja, situado al E de la Zona de Falla de Baños y la Falla de Catamayo, comprende las rocas metasedimentarias semipelíticas paleozoicas de procedencia continental de las unidades Chigüinda y Agoyán en las que se ha emplazado el granito de tipo-S de Tres Lagunas. La Unidad Chigüinda comprende una secuencia monótona de cuarcitas, metalimolitas, esquistos grafiticos, filitas, pizarras y escasas metagrauvacas. La Unidad Agoyán comprende esquistos pelíticos de granate-moscovita y paragneises que tienen localmente intercaladas unidades de cuarcita, cuarzo esquistos y filitas grafíticas. Ambas unidades fueron depositadas probablemente en una cuenca intra-cratónica o un margen pasivo (Litherland et al., 1994). El Granito de Tres Lagunas, del Triásico (228 Ma) varía su textura de masiva a cizallado con megacristales y esquistoso. Es un monzogranito a granodiorita del tipo-S peralumínico con cordierita-granate-moscovita-biotita, y aloja pegmatitas con turmalina (ver Mina Peggy, Capítulo 6).

4.2.3 Grupo Saraguro

El Grupo Saraguro, Eoceno tardío a Mioceno Medio (DGGM, 1982; Baldock, 1982) ocupa un 60% del Distrito Azuay. Es una secuencia de 3 km de espesor que, en general, yace plana u ondula suavemente, formada por tobas andesíticas a riolíticas y lavas con rocas sedimentarias subordinadas. El ambiente deposicional de la mayoría del grupo fue subaéreo, aunque aparecen secuencias subacuáticas localmente. El grupo ha sido subdividido en varias Unidades y Formaciones (Pratt et al., 1997; Dunkley & Gaibor, 1997a), pero esencialmente comprende dos divisiones mayores: una secuencia inferior predominantemente andesítica-dacítica de edad Eoceno tardío a Oligoceno tardío y otra superior del Oligoceno tardío al Mioceno medio de tobas de flujo de cenizas riolíticas.

La división inferior está representada por la Formación Las Trancas y la Unidad Portovelo en el S y, en orden ascendente, las unidades Chulo, Filo Cajas, Tomebamba más las Formaciones Chanlud/Río Blanco y Soldados en el N del distrito (ver leyenda estratigráfica: Fig. 4.2). La Unidad Portovelo aflora en el N de la Falla Piñas-Portovelo y comprende andesitas basálticas y lavas y tobas andesíticas. La Formación Las Trancas se extiende hacia el W desde el área tipo hasta la llanura costera al S de Ponce Enríquez. Las principales litologías son tobas lapilli líticas andesíticas/dacíticas, brecha-tobas, conglomerados, areniscas y argilitas rojas. La Formación contiene abundante detritus proveniente del basamento. Cerca de la base de la secuencia existen intercalaciones de siltitas-argilitas turbidíticas grises. Las unidades Chulo y Filo Cajas afloran en las partes altas del área de Cajas. La Unidad Chulo está compuesta de tobas riodacíticas y riolíticas, brechas, sedimentos tobáceos, lavas e intrusiones de alto nivel. Esta unidad está considerada como del Eoceno superior, pero podría ser más antigua (Dunkley & Gaibor, 1997a). La Unidad Filo Cajas comprende predominantemente tobas de flujo de cenizas dacíticas, lavas y brechas que forman una secuencia que buza suavemente al NW. La Unidad Tomebamba está formada por una secuencia del Oligoceno temprano de tobas de flujo de cenizas lapilli-líticas intermedias que aflora en el S y E del área de Cajas. Estas tobas descansan mediante una discordancia angular sobre la Unidad Chulo, pero tienen un contacto gradacional con la Formación Chanlud suprayacente (ver leyenda estratigráfica: Fig. 4.2). La Formación Chanlud es de edad Oligoceno temprano y está formada principalmente por voluminosas lavas masivas y brechas autoclásticas y epiclásticas subordinadas de composición intermedia. Los diques de andesitas son frecuentes y han actuado como alimentadores de las lavas. La Formación Río Blanco está compuesta principalmente de lavas y volcanoclastitas de composición predominantemente andesítica, aunque también hay rocas dacíticas y riodacíticas. La relación estratigráfica con la Formación Chanlud es desconocida pero ambas Formaciones se superponen a la Unidad Chulo y las dos están cubiertas discordantemente por la Formación Soldados y pueden representar diferentes facies del mismo episodio volcánico. La Formación Soldados es del Oligoceno tardío y comprende una potente secuencia de dacitas masivas ricas en cristales y tobas de flujo de cenizas.

La división superior incluye las Formaciones Plancharumi, Jubones, La Fortuna y La Paz. Esta división está dominada por tobas de flujo de cenizas soldadas, silíceas, ricas en cristales, subaéreas, probablemente facies de flujo de salida de caldera. Se han identificado dos centros eruptivos en el área de Pimo asociados con la Formación Plancharumi del Oligoceno superior y la caldera del Jubones situada en la intersección del Cinturón de Gañarín con el Sistema de Fallas del Jubones. La Formación Plancharumi forma una secuencia bien estratificada de tobas de pumita riolíticas, brechas y lavas que incluyen areniscas, siltitas, argilitas y tobas de cenizas finas, indicando una deposición en una cuenca lacustre o fluvio-lacustre. La Formación Jubones, del Mioceno Inferior descansa mediante discordancia angular sobre la Formación Plancharumi y está formada por un único flujo de gran volumen de tobas de ceniza. La Formación La Fortuna, que está confinada en el Terreno Pallatanga, al N de la Falla del Jubones, está considerada en grosso modo como contemporánea de la Formación Jubones. Las tobas de flujo de cenizas soldadas de La Fortuna tienen menor contenido en cristales que las de Jubones y probablemente indican un cambio de facies al cruzar el límite de terrenos (Zona de Falla Bulubulu). Para más detalles ver Pratt et al. (1997). La Formación La Paz aflora solamente en el SE del Sistema de Fallas de Girón, cubriendo gran parte del Terreno Alao y, probablemente, extendiéndose más al E superponiéndose lateralmente al Terreno Loja. En la parte N del Río León se superpone a la Formación Jubones, pero más al N baja a rocas más antiguas y la Formación Jubones finaliza.

El Grupo Saraguro se adelgaza y contiene mayor proporción de intercalaciones sedimentarias hacia el E, lo que implica superposición lateral sobre las rocas metamórficas de la Cordillera Real. De hecho, hay evidencias de que el Grupo Saraguro como un todo está constreñido a una cuenca entre la Cordillera Real y la parte Oeste levantada de la Cordillera Occidental (Pratt et al., 1997).

La evolución post-Saraguro, del Mioceno Medio-Superior, del Distrito Azuay, en contraste, estuvo localizada en una cuenca intramontana individualizada y la deposición fue hasta cierto punto diacrónica

4.2.4 Post Grupo Saraguro

La Formación Santa Isabel aflora en el área de Santa Isabel y Girón, bordeando y localmente interdigitando el Grupo Ayancay. Esta Formación es de edad Mioceno temprano y se caracteriza por las brechas-toba andesíticas con escasas lavas andesíticas y debritas. El Grupo Ayancay es una secuencia de capas rojas que sigue el lado N del Sistema de Fallas de Girón y forma parte del relleno sedimentario de la Cuenca de Cuenca, ensanchándose hacia el SW dentro de la Cuenca de Santa Isabel. Está rodeada por el N por el Cinturón de Gañarín y muestra una variación lateral clara, con el eje del surco marcado ahora por el Sinclinal de Girón. Las litologías incluyen conglomerados, areniscas y siltitas rojos y argilitas con escasas tobas de caída aérea, lechos de yeso y finas capas de carbón. La deposición abarca gran parte del Mioceno. La Formación Catamayo (Jaillard et al., 1996) aflora alrededor de Catamayo. Está formada por areniscas, siltitas y argilitas rojas y amarillas, discordantemente superpuestas a las Andesitas de Sacapalca. Una edad tentativa del Mioceno Medio ha sido asignada a esta Formación. La Formación Uchucay, del Mioceno Superior (DGGM, 1973) está confinada al área de Santa Isabel. Está formada por conglomerados y lechos de bloques amarillos con diversas asociaciones de clastos derivados localmente.

Otras Formaciones del Mioceno Superior parecen relacionarse con el estratovolcán de Quimsacocha, y su geometría es radial con buzamientos suaves al S y E desde la caldera. Estas Formaciones incluyen:

> ***La Formación Turi***, que yace discordantemente sobre el Grupo Ayancay al N del Sistema de Fallas de Girón y al E del Cinturón de Gañarín. Las principales litologías son brechas-toba andesíticas, conglomerados-brecha y tufitas ricas en detritus andesíticos.
>
> ***La Formación Turupamba*** comprende tobas pumíceas riolíticas a dacíticas que afloran al W de San Fernando y se superponen a la Formación Turi.
>
> ***La Formación Quimsacocha***, que también tapa la Formación Turi, comprende lavas andesíticas plagioclasa-fíricas frescas y brechas-toba.
>
> ***La Formación Tarqui*** está preservada en los interfluvios en las pendientes E del centro volcánico de Quimsacocha, al SW de Cuenca, y en el páramo entre Oña y Saraguro. Es de edad Mioceno muy alto, cubre otras formaciones discordantemente y alcanza un espesor máximo de unos 400 m al W de Saraguro. La exposición de Quimsacocha comprende tobas ácidas intensamente alteradas que cubren la Formación Turi. En contraste, al N de Saraguro, las rocas son principalmente tobas finamente estratificadas (algunas de caída aérea), conglomerados tobáceos y areniscas.

Los rellenos de valle aluviales cuaternarios son comunes en los principales canales de drenaje y una secuencia más extensa cubre las rocas del Cretácico al Terciario en las cuencas intramontañosas rodeadas de fallas activas (Cuenca, Nabón, etc.) y en las bajas elevaciones adyacentes a la llanura costera.

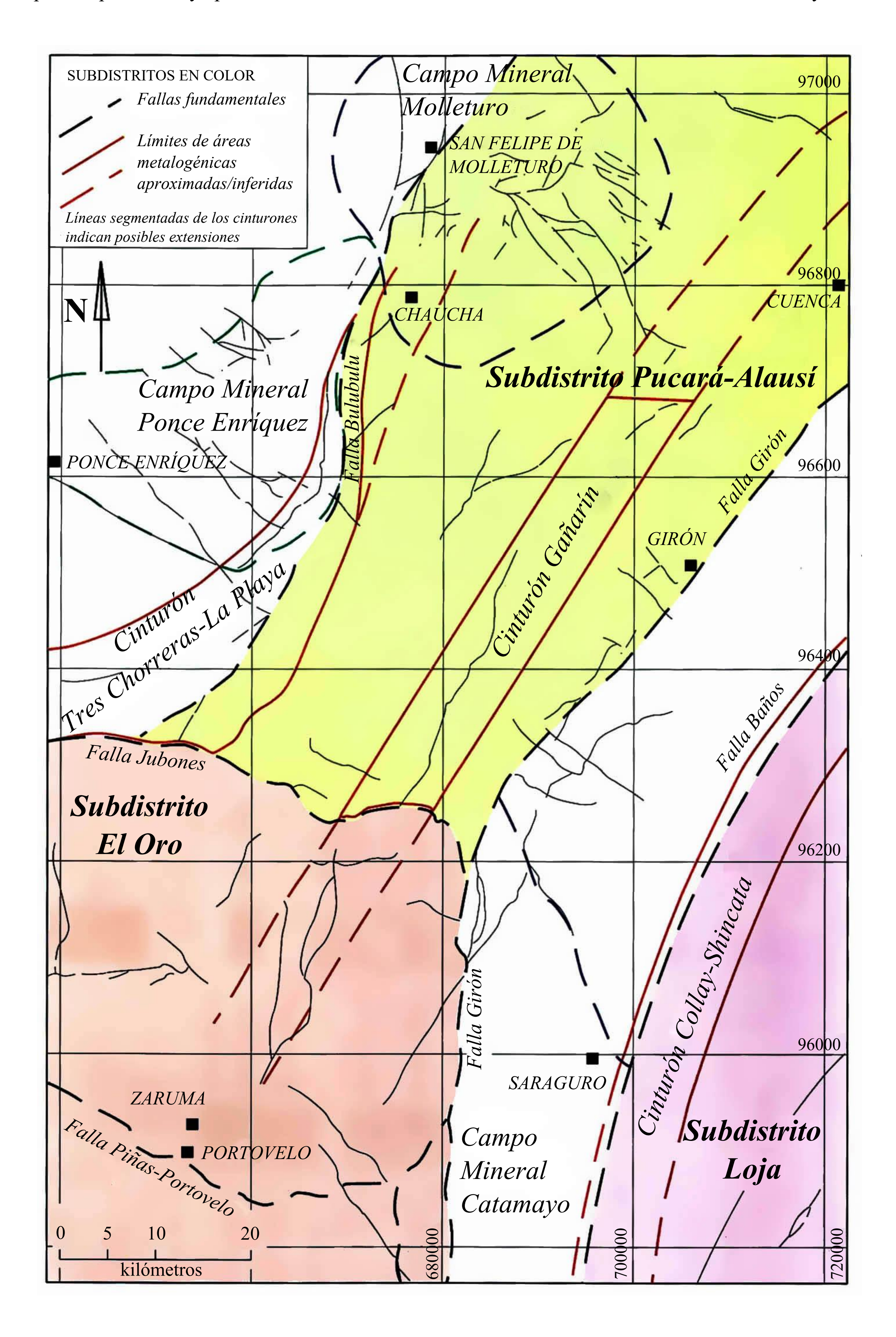


Figura 4.3 Mapa de las subdivisiones metalotectónicas del Distrito Azuay

4.2.5 Rocas intrusivas cenozoicas

Las rocas metamórficas, los niveles más profundos del Grupo Saraguro, las unidades Pallatanga y Sacapalca están extensamente intruidas por cuarzo-dioritas a granodioritas (la mayoría tonalitas) en los sectores S y SW del Distrito Azuay (Fig. 2.2 y 4.1). Los granitoides son típicamente de grano medio a grueso y tienen evidencias de enfriamiento rápido (vidrio cloritizado intersticial, intercrecimientos granofíricos y holocristalinos) y texturas porfídicas coherentes con un emplazamiento de alto nivel. Los granitoides más extensos son el complejo intrusivo tipo “sill” de Paccha en el Subdistrito de El Oro y el batolito de Chaucha, que corta el límite de terrenos Pallatanga- Chaucha en el NW del distrito (Fig. 4.1). El complejo Paccha cubre un área de al menos 150 km^2 y comprende dioritas foliadas tempranas (28 Ma) y tonalitas tardías localmente discordantes (16 Ma). El Batolito de Chaucha es un grupo de intrusiones de forma irregular que se extiende sobre unos 80×40 km. Comprende una fase principal gruesa de granodiorita/tonalita. de probable edad Mioceno Inferior, y está principalmente dentro del Terreno Pallatanga, y una serie de fases microdioríticas a micro-granodioríticas localmente porfídicas (ej. la diorita de Molleturo: Dunkley & Gaibor, 1997a) que llegan a edades más jóvenes (13-10 Ma) y cortan el límite de terrenos (Sistema de Fallas Bulubulu). El Plutón San Lucas, emplazado en las rocas metamórficas de la Cordillera Real y en las andesitas de Sacapalca en la esquina SE del distrito (Figs. 2.1 y 4.1) dio una edad de 53-60 Ma. Otras pequeñas intrusiones de cuarzo diorita a granodiorita, que han sido datadas, dan edades del Mioceno Inferior (21-16 Ma).

Los stocks subvolcánicos y los domos intrusivo-extrusivos de riolita afírica y andesita porfirítica son comunes dentro del Grupo Saraguro y las Formaciones más jóvenes, notablemente en el área de la Caldera del Jubones y a lo largo del Cinturón de Gañarín (Pratt et al., 1997) y el área de Cajas (Dunkley & Gaibor, 1997a). Su edad varía desde el Oligoceno Superior al Mioceno Superior. Las intrusiones más jóvenes identificadas (<10 Ma) son las de Selva Alegre (en la esquina SE del distrito) y dentro de la caldera de Quimsacocha.

4.2.6 Estructura

Dentro del Distrito Azuay hay tres órdenes de fallas:

(i) Estructuras regionales de rumbo andino que representan límites de terrenos litotectónicos mayores y son el principal control de los patrones magmáticos, metalogenéticos y sedimentarios.

(ii) Fallas transversales mayores de rumbos E-W y NW-SE que subdividen los terrenos en bloques caracterizados por diferentes niveles de erosión y por tanto determinan en gran medida la conservación de los sistemas mineralizantes.

(iii) Estructuras subordinadas N-S, NE-SW y NNW-SSE que frecuentemente controlan la situación y/o alojan la mineralización.

Las zonas de falla de rumbo Andino o Cordillerano (NNE) de W a E son Pallatanga-Bulubulu, Girón y Baños.

El Sistema de Fallas Bulubulu, llamado en el S el Lineamiento Chaucha-Río Jerez (Pratt et al., 1997), es el límite tectónico entre los terrenos de Chaucha y Pallatanga. Al N del Distrito Azuay el Sistema de Fallas Bulubulu converge con la Falla Multitud del Sistema de Fallas Pallatanga (McCourt et al., 1997). El margen W de una línea de retazos de basamento metamórfico es una falla inversa vergente al Oeste (Fig. 4.1). Una estrecha banda de la Unidad Pallatanga ha sido levantada dentro de la zona de falla y superpuesta a la cobertera del Grupo Saraguro inferior. Más al S, esta estructura parece bifurcarse con la estructura principal continuando como un cinturón de buzamientos anómalamente altos hacia el E en las tobas del Grupo Saraguro que se extiende desde Narihuiña a través de los depósitos de brechas polimetálicos con oro de Tres Chorreras y Guabisay hasta Uzhcurrumi y otra estructura curvilínea de rumbo NE que forma la falla de La Tigrera (ver Capítulo 6.2). Pratt et al. (1997) argumentan que a partir de las relaciones de campo se puede deducir que esta falla fue activa hasta el final del Oligoceno. Las facies de las volcanitas miocenas cambian al atravesar este límite tectónico y la situación de las chimeneas de brechas relacionadas con intrusiones, de edad probable miocena, sugieren que continuó siendo activa al menos durante el Neógeno inferior.

El Sistema de Fallas Girón es aún activo e incluye pliegues apretados, fallas inversas y cabalgamientos de dirección N a NE y yuxtapone el Terreno Chaucha con el Terreno Alao. Más al S converge con la Falla de Baños en el sector donde es conocida como la Falla de Las Aradas. Hacia el N de esta área también es conocida como la Zona de Falla de Peltetec. La Falla de Girón es esencialmente una estructura de falla inversa buzando al SE que cabalga las capas de Sacapalca y Saraguro sobre las Andesitas de Santa Isabel y el Grupo Ayancay. El Anticlinal de La Cría ha sido interpretado como un pliegue de propagación sobre un cabalgamiento ciego vergente al NW. El Sinclinal de Yaritzagua es vergente fuertemente al NW con un flanco E vertical a volcado. En el extremo S del Grupo Ayancay, el Sistema de Fallas de Girón se une con los cabalgamientos vergentes al E del Sistema de Fallas del Jubones.

El Sistema de Fallas de Baños, que en el S ha sido llamado la Falla de Catamayo, junta las Andesitas de Sacapalca del Terreno Alao, con las rocas metamórficas de la Cordillera Real. En el área de Catamayo la estructura es una falla inversa vergente al W, cabalgando los metasedimentos de la división Loja sobre las Andesitas de Sacapalca y la Formación Catamayo. Más al N, la falla tiene buzamiento fuerte al W y Kennerley (1973) la intuyó como una falla normal de borde de graben. Se manifiesta como una zona de cizalla de primer orden dentro de las rocas metamórficas, pero a diferencia de la Falla de Girón es difícil de trazar bajo la cobertura cenozoica. No obstante, la reactivación cenozoica se infiere de la localización aparente de la cuenca miocena de Nabón en el lado N de la línea proyectada de esta zona de cizalla. Los indicadores cinemáticos y las lineaciones de estiramiento mineral indican cabalgamientos dirigidos al E tempranos (pre-cenozoicos) que posteriormente pasaron a movimientos dextrales en dirección (Litherland et al., 1994).

El Cinturón de Gañarín, de dirección NE puede ser seguido desde Zaruma en el S hasta el centro volcánico de Quimsacocha. Comprende una serie de fallas syn-deposicionales que ejercen un importante control del volcanismo regional y la metalogénesis. Esta estructura es paralela al segmento Cuenca-El Cisne del Sistema de Fallas de Girón y puede constreñir el lado W de la Cuenca de Cuenca.

Las fallas transversales importantes de dirección E-W a ESE incluyen los sistemas de fallas de Piñas-Portovelo y Jubones en el Terreno Chaucha y Río Margarita, Río Tenguel, Río Chico y Quebrada Paredones en el Terreno Pallatanga. Otras fracturas E-W pasan a poca distancia al N del prospecto Beroen (Volumen 2).

El Sistema de Fallas Piñas-Portovelo yuxtapone los estratos descendidos de Saraguro en el N con el Complejo Metamórfico de El Oro. Pratt et al. (1997) ha estimado un desplazamiento vertical de al menos 3 km entre Piñas y Zaruma. No obstante, algunos segmentos del sistema de fallas son cabalgamientos hacia el S, buzando al N, junto con retrocabalgamientos subordinados. Las estructuras paralelas en el bloque de techo del sistema de fallas pueden haber controlado el emplazamiento de los granitoides Paccha. Una extensión de la falla hacia el E se junta con el Sistema de Fallas de Girón.

El Sistema de Fallas de Jubones yuxtapone los basaltos de la Unidad Pallatanga con el Complejo Metamórfico de El Oro y marca el límite S del Terreno Pallatanga. Dentro del Terreno Chaucha subdivide en el bloque (o Sub-distrito) de El Oro del Subdistrito Pucara-Alausí, caracterizado por los depósitos epitermales, que se extiende al N hasta la discontinuidad Pallatanga-Chanchán. A lo largo de gran parte de su longitud es interpretado como una falla inversa vergente al N o un cabalgamiento, pero también hay evidencias de movimiento sinistral en dirección (Pratt et al., 1997). El sistema de fallas se curva al S en Uzhcurrumi donde forma el contacto entre las Andesitas de Santa Isabel y el basamento cubierto por Saraguro; un descenso mínimo del bloque N de 1 km. Más al E, la falla se transforma en un cinturón de cabalgamientos vergente al N y E pobremente reflejado en las imágenes remotas, pero bien expuesto en el terreno. En este sector el Grupo Saraguro cabalga sobre el Grupo Ayancay.

Ninguna de estas fallas de rumbo ESE dentro del Terreno Pallatanga en el NW del área parece tener un desplazamiento mayor y mueren rápidamente en los estratos del Grupo Saraguro más joven. La Falla de Río Chico, en el campo minero de San Gerardo, está rellena de serpentinita, y es interpretada como un cabalgamiento inicial vergente al NE que localizó posteriores movimientos subverticales sinistrales en dirección y extensión.

4.2.7 Mineralización

Las ocurrencias minerales dentro del distrito mineral de Azuay están relacionadas directamente con la actividad magmática y/o las fallas. Se han documentado varios tipos de depósitos (Goossens, 1972; Gemuts et al., 1992; Paladines & Rosero, 1996; Pratt et al., 1997; este estudio) y serán discutidos en detalle en los volúmenes acompañantes. Estos incluyen:

(i) Mineralización de estilo pórfido de Cu ± Mo ± Au. Ej. Gaby-Papa Grande, Chaucha y Fierro Urcu.

(ii) Chimeneas de brechas mesotermales ricas en turmalina relacionadas con intrusiones y diques; asociados con los márgenes de terrenos y fallas corticales profundas. Ej. Cinturón Tres Chorreras-La Playa y Mina Peggy.

(iii) Vetas epi-mesotermales auríferas relacionadas con intrusiones y depósitos de brechas. Muestran evidencias de estilos transicionales o superposición de mineralización epitermal y mesotermal. Ej. las áreas mineras históricamente importantes de Zaruma-Portovelo y Bella Rica.

(**iv**) Depósitos epitermales alojados en volcanitas. La mayoría alojados en las volcanitas del Grupo Saraguro y más frecuentes en los terrenos continentales de Chaucha y Loja. Los ejemplos típicos son Beroen, Gañarín, Quimsacocha y El Mozo, seleccionados para este estudio (ver Volumen 2).

En términos generales los estilos de mineralización cambian desde los pies de los cerros y las áreas intensamente diseccionadas, donde la erosión a destechado los pórfidos, las chimeneas de brechas mesotermales y los sistemas de vetas epitermales, hasta el alto páramo, donde ha habido poca erosión y predominan los depósitos epitermales.

La Figura 4.3 muestra la jerarquía de las divisiones metalogénicas dentro del distrito Azuay el cual esta subdividido en subdistritos, cinturones y campos minerales. Para los criterios de las subdivisiones véase el Volumen 1.

5

CAMPO MINERAL PONCE ENRÍQUEZ

5.1 Introducción

El Campo Mineral de Ponce Enríquez, situado dentro del Subdistrito Máchala-Naranjal, en la parte occidental del Distrito Azuay, es conocido por sus depósitos de Cu-Au-Mo en pórfidos y en vetas, brechas y "stockworks" epi-mesotermales desarrollados dentro de las rocas de caja volcánicas y que están espacialmente relacionados con pórfidos.

El Subdistrito Máchala-Naranjal está en un segmento del Terreno Oceánico Pallatanga delimitado por las fallas Bulubulu y Chimbo (sistema Pallatanga-Calacalí) en sus lados Oriental y Noroeste y por la Falla Jubones en el lado meridional. Hacia el Este y Sur la Unidad Pallatanga está recubierta por materiales volcánicos del Grupo Saraguro. El Campo Mineral Ponce Enríquez ocupa la parte central de este subdistrito donde la Unidad Pallatanga está principalmente expuesta. Está dividido en tres sectores por las fallas transversales de Río Tenguel y Río Chico (Fig. 5.1) cada sector ha sido, y en los casos de Bella Rica y San Gerardo siguen siendo, importantes centros de pequeña minería.

(i) El sector septentrional de Carmen de Pijilí (elevaciones hasta 2500 msnm). Está caracterizado por áreas extensas de granodiorita y diorita las cuales constituyen la extensión hacia el Sur del Batolito de Chaucha. El nivel de erosión actual ha destechado parcialmente el batolito y la zona de metamorfismo térmico desarrollada en las rocas encajantes está localmente expuesta. Cerca de los contactos con las intrusiones del Batolito Chaucha existen numerosos pequeños trabajos para oro dentro de los basaltos corneanizados de la Unidad Pallatanga y de los sedimentos considerados de la Unidad Yunguilla (Dunkley & Gaibor, 1997a).

(ii) El sector central de San Gerardo-Tenguelillo (elevaciones hasta 3000 msnm). Este sector geológicamente está caracterizado por cuerpos ultramáficos y gabroides emplazados tectónicamente en su mayor parte. También tiene centros intrusivos-extrusivos dacíticos-riodacíticos con relictos exteriores de tobas dacíticas del Grupo Saraguro. Este sector aloja al campo minero de San Gerardo (ver sección 5.6)

(iii) El sector meridional de Gaby-Bella Rica (elevaciones hasta 1200 msnm). Este sector está delimitado en el lado Sur por la Falla Margarita y hacia el Sudeste está recubierto por volcánicos del Grupo Saraguro (Formación Las Trancas y tobas dacíticas no diferenciadas). Este sector está caracterizado por el centro subvolcánico mineralizado de Gaby-Papa Grande y tiene la mayor concentración de trabajos mineros.

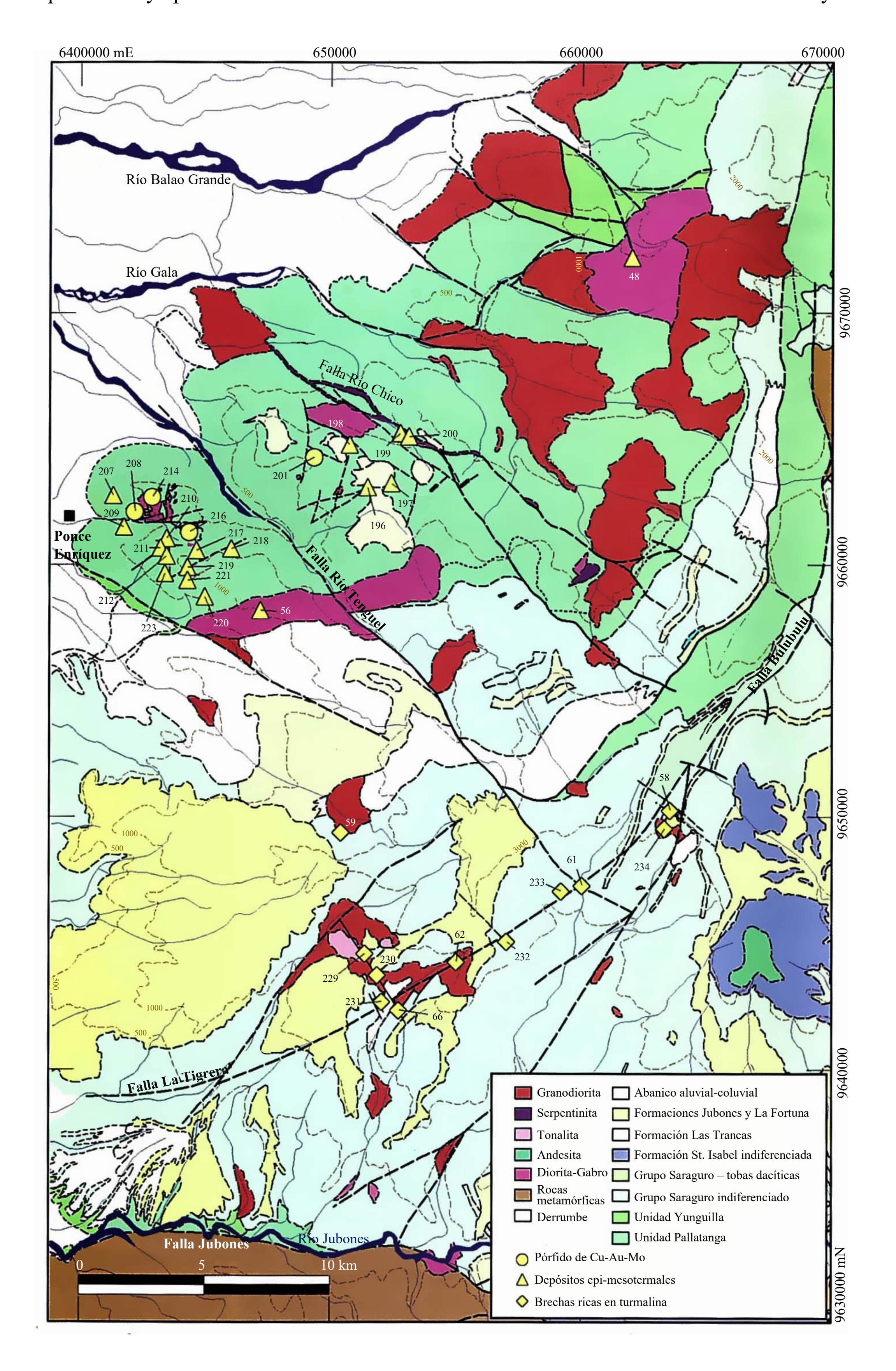


Figura 5.1 Mapa geológico simplificado del sector occidental Distrito Azuay

El Campo Mineral de Ponce Enríquez fue seleccionado para su investigación por:

(i) La actividad minera bien documentada.

(ii) El demostrable potencial minero del distrito.

(iii) El terreno geotectónico en el que está situado tiene una extensión regional hacia al Norte hasta el Mar Caribe.

(iv) La zona de pórfidos conocidos de la misma edad también tiene una gran extensión hacia al Norte.

(v) La inusual secuencia de alteración-mineralización de Gaby, la cual parece que es muy distinta de otros ejemplos circum-pacíficos de sistemas de pórfidos de cobre ricos en oro.

(vi) La combinación del relieve topográfico y de fallamiento en bloques que ha expuesto diferentes niveles de los sistemas mineralizantes lo que permite un modelado más efectivo.

(vii) El abundante acceso subterráneo e información suministrada por los sondeos de exploración y por la actividad minera.

Los campos mineros Gaby-Bella Rica y San Gerardo han sido estudiados en detalle durante este proyecto. Se tomaron 204 muestras de roca y 107 de núcleos de sondajes del campo minero Gaby-Bella Rica y 81 del campo San Gerardo para estudios petrográficos y geoquímicos. Además, se recogieron 83 muestras de pulpas de núcleos de 50 sondajes del pórfido de Gaby para análisis geoquímico. 204 espectros de PIMA fueron realizados en el pórfido de Gaby y 53 en otros materiales.

5.2 Historia de la Exploración y la Explotación

Los primeros trabajos de exploración sistemática fueron realizados por Copperfields Mining Corporation entre 1973 y 1979. Consistieron en un estudio geoquímico de reconocimiento de sedimentos fluviales y de suelos. Los resultados identificaron dos zonas de rumbo NW dentro de 30 km^2 conteniendo anomalías de oro, teluro, cobre, molibdeno y bismuto. Las calicatas realizadas sobre una zona anómala en oro descubrieron una zona de 100 metros de anchura con ley media de 2.16 g/t de oro según los informes.

La minería de pequeña escala comenzó en 1983 durante el último fenómeno del Niño severo, cuando Ponce Enríquez estaba aislado por las inundaciones. Contrariamente a Zaruma-Portovelo y Nambija, donde el oro fue descubierto por mineros sin trabajo, el campo mineral de Ponce Enríquez fue trabajado por campesinos buscando un ingreso adicional. También, a diferencia de otros campos, los derechos mineros estuvieron bien definidos, si bien no siempre respetados, y la mayoría de los mineros estaban organizados en cooperativas y otros tipos de asociaciones.

La concesión cubre 1500 ha y fue otorgada formalmente a la Cooperativa Bella Rica en abril de 1991. Hay 147 miembros que encabezan una Sociedad o pequeña compañía minera con su propio equipo y personal. En total unas 5000 personas están directamente empleadas y muchas más dependen de las operaciones mineras. Los 147 miembros contribuyen con fondos que son usados en la administración, servicios y bienestar general de la cooperativa. La cooperativa a su vez construye y mantiene carreteras cerradas, escuelas, un centro de salud, instaló el suministro eléctrico y proporciona la recolección de basura. Existe un programa de viveros y reforestación de árboles. Actualmente la cooperativa está construyendo una planta de cianuración para sus miembros. Los almacenes operados por la cooperativa otorgan 60 días de crédito para equipos y suministros contra los ingresos de producción. Se ha puesto especial énfasis en la educación de los mineros en salud y seguridad en el trabajo.

Los trabajos son en vetas alcanzadas con túneles y más raramente pozos de hasta 150 metros de profundidad. En la actualidad hay aproximadamente 40 minas trabajando o temporalmente inactivas con >35 km de túneles de longitudes individuales mayores que 2.5 km en las elevaciones más altas. Existen al menos 12 minas en las concesiones vecinas Mollopongo y Papa Grande, muchas de las cuales son ilegales y no bien documentadas. A principios de los 90 la pequeña minería informal también comenzó en las vetas de Muyuyacu a unos 2 km al NW de Bella Rica. Se ha informado de leyes medias de 15 g/t. Menas ricas sin molienda cercanas a la superficie (con leyes no confirmadas de 150-1000 g/t) han sido ampliamente trabajadas y desde finales de los 80 los mineros se han enfrentado con el problema del tratamiento de las menas de sulfuros complejos. La recuperación con los métodos de amalgamación simple usados nunca ha sido mayor probablemente del 60% y ahora está alrededor del 40% y descendiendo.

La producción anual total ha sido anotada como de 95000 oz/año (2.95 t/año) pero ha disminuido significativamente. La producción de la región en los últimos 16 años es probablemente de 50 toneladas de oro. Con un porcentaje de recuperación del 40% la cantidad real de oro extraído es probablemente de más de 20 toneladas. No existen fuentes fiables para realizar una estimación de recursos.

Se han realizado varios estudios de la mineralización, métodos óptimos de beneficio e impacto ambiental desde finales de los 80s (ej. Guisamano & Duran, 1987; Piedra, 1988). El mayor estudio reciente fue realizado por la Misión Belga en colaboración con INEMIN durante el período 1994-1995 (informe publicado en febrero de 1996). Gran parte de la información de Bella Rica usada en este informe ha sido obtenida del informe belga.

El interés por las propiedades Gaby-Papa Grande comenzó a finales de los 80s cuando la concesión Muyuyacu fue adquirida por la Minera Palmira Minpalca C. A. (MPM), una compañía minera privada ecuatoriana. En 1989 MPM llevó a cabo un programa multifase consistente en muestreos de rocas y gravas de los lechos de corriente, excavación y muestreo de pequeños pozos en intrusivos oxidados y excavación, muestreo y pruebas metalúrgicas de vetas seleccionadas. Para las muestras de los pocillos y excavaciones se han citado resultados de 1.03-2.19 g/t en coluviones y 4.8 g/t en los materiales intrusivos oxidados (saprolito).

MPM excavó 79 catas de prueba, muestreo y mapeó cortes de carreteras y completó 16 sondeos de circulación inversa totalizando 838.52 m en el área Santa Mónica de la concesión Muyuyacu en 1989 y 1990. Las catas perfilaron una zona de brecha de rumbo NW con valores de cobre y oro. De los materiales aluviales y coluviales ladera abajo de la zona de brecha se reportó contenidos de oro en el rango de 1.0-5.7 g/t y en un corte de carretera en el área de Santa Mónica dio intersecciones de 5.1 g/t de oro sobre una longitud de 37 m. Los informes de las perforaciones incluyen resultados de oro con intersecciones de 46 metros con 3.91 g/t, 42 metros con 1.51 g/t, 16 metros con 3.36 g/t y 58 metros con 1.10 g/t.

Newmont Overseas Exploration Ltd. completó 11 perforaciones de diamante en la propiedad Gaby en 1991. Se informó de intervalos significativos de oro incluyendo 170 metros con 1.20 g/t, 76 metros con 1.03 g/t, 58 metros con 2.23 g/t y 42 metros con 1.51 g/t (incluyendo 18 metros con 2.61 g/t).

La concesión Muyuyacu fue adquirida por Gribipe Panamá S. A. (CMG) en 1992. Los objetivos de la CMG eran proceder al tratamiento de la mena superior oxidada y el material eluvial para la recuperación de oro. CMG llevó a cabo un amplio programa de trincheras que ofreció 254 metros con 0.93 g/t en una trinchera, incluyendo un intervalo de 40 metros con 2.06 g/t de oro.

Ecuadorian Minerals Corporation, a través de su filial ecuatoriana EMIDEL C. A., adquirió el 50% de los intereses de la concesión Muyuyacu en julio de 1993 y comenzó a perforar en octubre de ese mismo año. Se realizaron 7405 metros mediante circulación inversa para delimitar la extensión y ley de la mineralización en la Zona Oxidada y hacer una evaluación preliminar de la Zona de Sulfuros infrayacente. Se finalizaron 153 perforaciones, 134 hasta 30 metros de profundidad vertical para examinar la Zona Oxidada y 19 hasta 173 metros de profundidad vertical para examinar la Zona de Sulfuros. Los resultados muestran un potencial limitado para la Zona Oxidada mientras que los sondeos profundos perfilan en la parte occidental un cuerpo mineralizado de 850×150 metros con forma de anillo y se concluyó que en próximas exploraciones debería incluirse la Zona de Sulfuros. Se realizó una segunda fase con recuperación de núcleos y circulación inversa junto con un estudio de previabilidad de la Zona de Sulfuros en las concesiones Calvario y Muyuyacu en enero de 1995. El programa de sondeos consistió en un total de 9699 metros comprendiendo 6416 metros (22 sondeos) con recuperación de testigo y 3283 metros (37 sondeos) mediante circulación inversa. En marzo de 1995 EMIDEL realizó un estudio preliminar de reserva estimando 1.6 millones de onzas de oro basándose en los resultados de las perforaciones existentes hasta la fecha. La mineralización parece estar abierta en profundidad hacia el Este de la concesión Muyuyacu y hacia el Sur en la concesión Guadalupe, poseída en un 100% por Zappa. En abril de 1995 la Compañía adquirió el 50% restante de la concesión Muyuyacu que engloba la parte Norte del principal depósito de Gaby. En la concesión Guadalupe, que cubre la extensión Sur del principal depósito de Gaby, Zappa completó 13 perforaciones (ca. 2652 metros) con recuperación de testigo en diciembre de 1994. Los sondeos chequearon una anomalía aurífera de suelos de 1700×300 metros. Se ha informado que las perforaciones intersecaron mineralización de oro incluyendo 160 metros con 1.42 g/t y 54 metros con 1.47 g/t. En septiembre de 1995 EMIDEL firmó un acuerdo de opción para adquirir el 51% de los intereses de la concesión Guadalupe. Durante el periodo diciembre de 1995-junio de 1996 EMIDEL y su socio temporal CMG recomenzaron las perforaciones de previabilidad para llenar y continuar delineando la mineralización aurífera conocida y chequear una gran anomalía geoquímica de oro que cubre un área de 5.5 km (E-W) × 1.7 km (N-S) alrededor del depósito Gaby. Se realizó un total de 11717 m de núcleos en 44 sondeos, consistentes en 8438 m (27 sondeos) en el depósito principal de Gaby y 3279 m (17 sondeos) en la anomalía geoquímica. Las perforaciones confirmaron la extensa mineralización de buena ley cortando 180 metros con 1.05 g/t, 88 metros con 1.10 g/t y 114 metros con 0.96 g/t. Las perforaciones de EMC realizadas entre octubre de 1993 y junio de 1996 en las concesiones Muyuyacu, Guadalupe y Calvario totalizan 245 sondeos (28279 metros) de los que 66 son de diamante.

El estudio de previabilidad realizado por Ecuadorian Minerals Corporation (EMIDEL) y evaluado por Mineral Resource Development Inc. muestra que el depósito principal de Gaby tiene unas reservas probadas de 2.18 Moz de oro con leyes variando entre 0.7 y 1.5 g/t. El sistema mineralizado, que está abierto en profundidad, tiene al menos 400 m de profundidad y contiene tres centros de alta ley a alto nivel, de aproximadamente 500 m de anchura. Existen reservas adicionales en las extensiones occidentales aún no chequeadas del pórfido Gaby y de la zona Tama. El sistema de pórfido de Papa Grande, dentro de la concesión de Zappa Resources-PROMINEX (un anterior socio temporal de Cambior Ecuador S. A.), tiene reservas probadas de 4.3 Mt con una ley media de 1.1 g/t de oro. Las reservas totales de ambos pórfidos se estima que es del orden de 6 Moz con leyes de >0.5 g/t de oro. La operación minera planeada podría explotar 165 Mt con una ley media de 0.73 g/t de Au y 0.12% de Cu, produciendo 3.91 Moz (117.3 toneladas) de oro (ritmo de producción 147000 oz/año) y 4.6 Moz (138 toneladas) de plata.

Aunque las leyes fueron consideradas marginales con los precios del oro de 1997, la excelente infraestructura en virtud de su situación (facilidades portuarias cercanas y suministro eléctrico de alta tensión de más fácil acceso a la carretera Panamericana) resaltan la viabilidad económica del proyecto. EMC ha planeado embarcarse en un programa de sondeos profundos (1 km) para examinar las zonas de alimentación como parte del estudio de previabilidad. No obstante, con la dramática caída de los precios del oro al comienzo de 1998 cualquier nueva evaluación ha sido suspendida. A finales de 1998 EMC ejerció una opción de compra de la vecina concesión Papa Grande de Zappa y PROMINEX. No han sido realizados nuevos trabajos.

5.3 Litoestratigrafía local

El Campo Mineral de Ponce Enríquez está situado en la Unidad Pallatanga del Cretácico Medio temprano (pre-Senoniense), que forma una banda casi continua limitada por fallas a lo largo de las estribaciones occidentales de la Cordillera Occidental. La unidad comprende basaltos toleíticos lávicos, masivos y almohadillados (“pillowed”) con intrusiones básicas y cantidades subordinadas de volcanoclastitas, sedimentos pelágicos y rebanadas tectónicas de rocas ultramáficas. La base de esta unidad no está expuesta y, hacia el Este, está cubierta discordantemente por las rocas volcánicas subaéreas, de composición intermedia a silícea calco-alcalina del Grupo Saraguro (Eoceno Medio tardío a Mioceno Inferior). El espesor de esta unidad ha sido estimado en más de 1 km al Este de Ponce Enríquez (Pratt et al., 1997).

Los basaltos de Bella Rica (Pratt et al., 1997) incluyen localmente lavas, hialoclastitas e intrusiones de microgabros (doleritas) subvolcánicos. En el sector Gaby-Bella Rica la secuencia buza suavemente (<40°) al Este y parece estar normalmente dispuesta según la configuración de los almohadillados. Tanto las lavas, como las intrusiones contemporáneas exhiben texturas variolíticas y subofíticas y tienen composición química característica de fondo oceánico (MORB tipo-n: Dunkley & Gaibor, 1997). Los Basaltos de Bella Rica tienen contactos mecánicos a lo largo de la Falla Margarita con una secuencia de areniscas turbidíticas, limolitas y argilitas del Cretácico Superior (Maastrichtiense) que han sido adscritas a la Unidad Yunguilla (Hughes & Bermúdez, 1997).

En la secuencia, tanto en Bella Rica como en San Gerardo, hay brechas hialoclásticas de flujo y abundante presencia de unidades volcanoclásticas con grosores métricos a decamétricos. Mesoscopicamente parece que tiene una composición andesítica o de andesita basáltica pero los rasgos microscópicos indican una composición basáltica y las texturas de las hialoclastitas se caracterizan por la presencia de fragmentos de palagonita devitrificada. En sectores donde la composición parece intermedia normalmente hay evidencias de alteración.

Las volcanitas basálticas de Bella Rica muestran una alteración diastotermal submarina con el desarrollo de clorita, calcita, epidota y actinolita ± esfena. En general, las brechas almohadilladas y las hialoclastitas están más alteradas que las lavas masivas y las intrusiones básicas subvolcánicas. En las proximidades de los cuerpos intrusivos estas rocas se han transformado en corneanas y exhiben localmente un marcado desarrollo de actinolita spinifex. También se han sobreimpuesto localmente alteraciones hidrotermales (propilíticas) estructuralmente controladas, comúnmente en forma de vetillas que crean “stockworks” de epidota + actinolita + pirita + albita + cuarzo ± clorita ± calcita. Estas rocas se han endurecido tanto que han sido habitualmente descritas como silicificadas, pero hay poca evidencia de la entrada de cantidades significativas de sílice.

La existencia de relictos exteriores de volcánicos del Grupo Saraguro en al sector de San Gerardo está relacionada con un centro extrusivo-intrusivo dacítico-riodacítico. Estos volcánicos afloran en las partes más elevadas y comprenden principalmente tobas dacíticas/andesíticas de lapilli lítico y de brecha. También hay tobas dacíticas a riolíticas localmente soldadas, conglomerados y areniscas asociadas. Esta secuencia, dispuesta subhorizontalmente, se superpone a los basaltos de Bella Rica mediante una discordancia angular y contactos tectónicos. Pratt et al. (1997) consideraron estas volcanitas como dacitas no diferenciadas del Grupo Saraguro.

5.4 Rocas intrusivas

El sector Gaby-Bella Rica (Fig. 5.2) del campo mineral de Ponce Enríquez ha sido intruido por varios "stocks" de composición cuarzodiorítica a microtonalítica porfídica, los mayores de los cuales son: Gaby, Tama y Papa Grande, situados cerca de 2.5 km y 4 km al Noreste, y 5 km al Este, respectivamente, del asentamiento de Ponce Enríquez. Un grupo de cuerpos satélites elongados y de diques está expuesto en la vecindad de estas intrusiones mayores en los sectores de Guanache, Guadalupe y Mucuyacu al Norte y al Este del asentamiento de Bella Rica. Dentro del sector de San Gerardo aparecen pequeños stocks de granodiorita, ligeramente mineralizadas en algunas zonas.

Una datación de alteración potásica mediante K-Ar realizada en el pórfido de Gaby dio una edad de 19 Ma (Mioceno Inferior). Es comparable con la datación de 19.92 ± 0.18 Ma de un gran cuerpo de granodiorita ubicado al NE de Uzhcurrumi (Pratt et al., 1997). Edades mediante K-Ar de 13 a 9 Ma (Mioceno Medio-Superior) han sido citadas en el Batolito de Chaucha (granodiorita/tonalita) situado más al Norte (Bristow & Hoffstetter, 1977; Kennerley, 1980). Estas edades se consideran las mínimas para la intrusión y se piensa que la fase principal de Chaucha se emplazó durante una fase de plutonismo del Mioceno Inferior (20-16 Ma).

5.5 Pórfidos de Gaby y Papa Grande

5.5.1 Introducción

Los vecinos stocks porfídicos mineralizados de Gaby y Papa Grande están situados al Norte y Sur respectivamente del sistema de fallas E-W Río Guanache, con un salto aparente lateral izquierdo de 1 km (Fig. 5.2).

El stock porfídico de Gaby tiene una forma irregular con dimensiones de 1.3 km N-S y 1.0 E-W y está expuesto entre 150 y 650 msnm. El 'stock' está al lado oriental de una estructura circular de aproximadamente 3 km de diámetro muy obvia en la topografía, pero sin que se hayan encontrado evidencias de fallas anulares. Gaby está formado de intrusiones múltiples de pórfido de composición micro-diorítica (o andesítica) a micro-tonalítica (dacítica) y cuerpos de brechas magmático-hidrotermal de varios tipos. La mineralización de Au-Cu ± Mo endógena y exógena está relacionada espacial y genéticamente con este pórfido.

El stock porfídico de Papa Grande es un cuerpo intrusivo más pequeño (0.7×0.3 km) dominado en el lado meridional por la Brecha Cuy (área total del complejo 0.5 km^2). El pórfido está expuesto a un nivel de 600-800 msnm y la Brecha Cuy, que forma dos cuerpos (Cuy 1 y 2) alcanza una altura de 840 msnm. Las chimeneas de brechas son esencialmente de exocontacto, en diferencia con Gaby donde las brechas son principalmente endógenas. La mineralización es idéntica a la de Gaby.

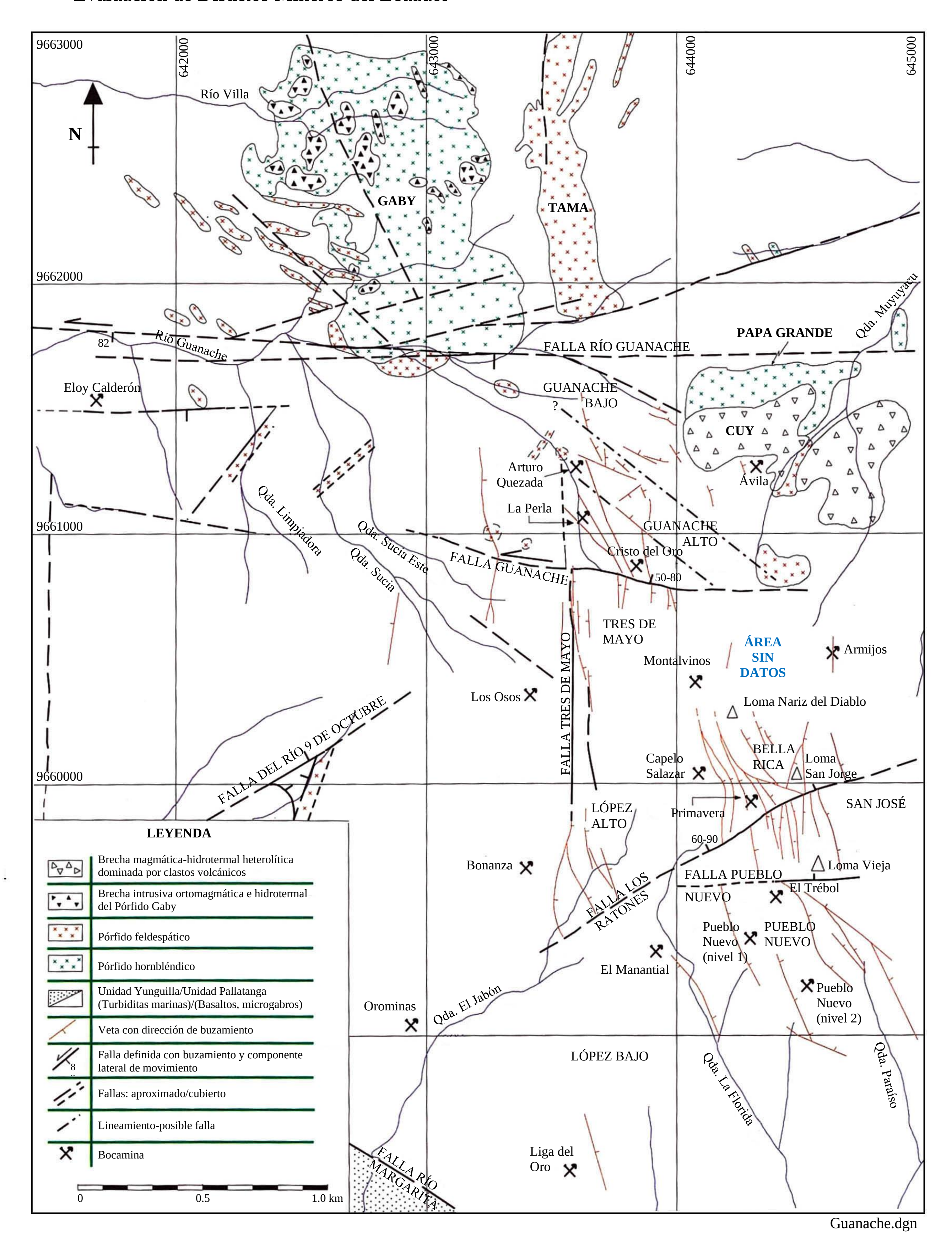


Figura 5.2 Mapa geológico del sector Gaby-Bella Rica, Campo Mineral Ponce Enríquez. Se nombran solamente las minas visitadas en Bella Rica y Mollopongo (Papa Grande). Mapa basado en los mapas de CODIGEM-AGCD (1996), Zappa Resources/Cambior/Prominex (1996) y Ecuadorian Minerals Corporation (1997)

5.5.2 Fases magmáticas

Han sido reconocidas en el sistema porfídico Gaby al menos ocho fases magmáticas intrusivas diferenciadas, cada una texturalmente distinta (Sillitoe, 1996). Las edades relativas de las fases han sido determinadas usando criterios tales como: relaciones entrecruzadas, enfriamiento de fases tardías contra fases más tempranas; xenolitos de fases tempranas dentro de fases más tardías y mayor densidad de vetillas en las fases tempranas que en las fases tardías. Todas las fases más tempranas se distinguen por la presencia de fenocristales de hornblenda, aunque estos difieren en forma, tamaño y abundancia. En las fases más tardías los fenocristales de plagioclasa son más abundantes. Según el esquema de Sillitoe (1996) las fases tempranas incluyen:

Pórfido abarrotado de hornblenda y plagioclasa

Pórfido hornbléndico

Pórfido cuarzo-hornbléndico (llamado "Pórfido grueso")

Pórfido salpicado (distinguido por sus texturas S & P)

Las fases intermedias a tardías incluyen:

Pórfido de plagioclasa

Microtonalita o micropórfido dacítico (llamada "Pórfido fino")

Micropórfido andesítico

Micropórfido obscuro

En la revisión de las muestras de referencia estas fases intrusivas tienen los siguientes rasgos:

(i) ***Pórfido abarrotado de hornblenda, plagioclasa ± cuarzo.*** Según Sillitoe (1996) está caracterizado por la presencia de grandes fenocristales (<1 cm) de hornblenda y feldespato dentro de una matriz indistinta. Las hornblendas tienen comúnmente un tamaño de 3-8mm de largo con razones b:c de <5:1 y constituyen el 7-10% de la roca. Los fenocristales de plagioclasa tienen una forma casi equidimensional y varían en tamaño de 3 a 7 mm (promedio 4 mm) constituyendo hasta el 30% de la roca. El cuarzo (ca. 3%) forma agrupaciones redondeadas de hasta 3 mm de diámetro, pero está presente mayoritariamente en forma intersticial. Los fenocristales félsicos están recristalizados y corroídos mientras que las hornblendas están recortadas y pobremente definidas dentro de la biotitización. Los minerales máficos de la matriz (principalmente biotita) rodean y realzan las fases félsicas. En resumen, esta litología tiene una textura heterogénea e indistinta con una gran cantidad de fenocristales anhedrales.

(ii) ***Pórfido hornbléndico.*** Esta fase es la más extendida y común en el cuerpo principal. Tiene fenocristales prominentes de hornblenda (2-15%) y microfenocristales subordinados equidimensionales de plagioclasa (<25%) dentro de una matriz afanítica bien definida con un color marrón-rojizo por biotitización. La hornblenda es típicamente la única fase de fenocristales con formas euhedrales a subhedrales de hasta 1 cm (comúnmente 2-6 mm) con razones b:c de 4-1:1. Los microfenocristales de plagioclasa tienen una dimensión máxima de 2.5 mm (promedio 1.0 mm). Esta fase lleva magnetita y presenta, normalmente, una alta susceptibilidad magnética (>20 unidades $SI\times10^{-4}$).

(iii) ***Pórfido grueso de hornblenda y cuarzo.*** Como sugiere su nombre está caracterizado por prominentes fenocristales de hornblenda (<1.2 cm) y cuarzo (<0.6 cm). Se distingue del pórfido abarrotado por la mayor proporción de matriz y del pórfido hornbléndico por la presencia de fenocristales globulares de cuarzo y la abundancia de cuarzo en la matriz. Aunque el tamaño de grano es un buen indicio, no se puede usar como criterio diagnóstico porque hay facies de pórfido hornbléndico muy parecidas. Las hornblendas tienen una distribución de tamaños de grano polimodal, con fenocristales (5-10% y tamaño promedio 6 mm) que tienen una forma prismática euhedral a subhedral, con razones b:c de 3-5:1. Estas hornblendas son fuertemente magnéticas y localmente tienen una orientación preferente. Los cuarzos varían entre claro lechoso y gris traslúcido y aparecen como fenocristales globulares (<1-2%) y agrupaciones (<5% con tamaño 4-6 mm). Los microfenocristales de plagioclasa constituyen hasta el 32% de la roca. La susceptibilidad magnética es variable de acuerdo con la cantidad de hornblenda, pero normalmente no excede de 20 unidades $SI \times 10^{-4}$ (rango normal 2.5-12).

(iv) ***Pórfido salpicado.*** Llamado así por la apariencia textural de “sal y pimienta”. Las hornblendas tienen una distribución seriada de tamaño de grano, pero el tamaño mediano es el más abundante. Esta fase está restringida principalmente a diques y localmente tiene foliación de flujo sin-plutónica. Intruye al pórfido grueso y su composición y rasgos texturales son tan parecidos que se piensa que es una facies de grano más fino. La hornblenda constituye el 8-10% de la roca y la mitad de la población tiene un tamaño de 3-5 mm de longitud, con razones 3-1:1. Hay microfenocristales de cuarzo equidimensionales a redondeados con tamaños 2-3 mm que constituyen hasta el 3% de esta litología.

(v) ***Pórfido de plagioclasa.*** Esta fase aparece en cuerpos aislados y diques. Está caracterizada por fenocristales conspicuos de plagioclasa mucho más abundantes que los de hornblenda y con contraste de tamaño. Los fenocristales de plagioclasa (5-10%; 1.5-5 mm) tienen formas algo irregulares, pero más o menos equidimensional. Las hornblendas (<4%) son pequeñas (<3 mm) y discretas, mientras que los fenocristales de cuarzo están ausentes. Presenta raros anfíboles aciculares aislados (b:c = 6:1) de hasta 7 mm de largo. Localmente las hornblendas pueden tener un alineamiento débil. La susceptibilidad magnética es baja (< 1 unidad $SI \times 10^{-4}$), pero aumenta donde hay alteración potásica intensa o vetillas de magnetita.

(vi) ***Pórfido dacítico fino.*** Se trata de un pórfido dacítico o microtonalita con microfenocristales equidimensionales de feldespato, cuarzo y hornblenda subordinada dentro de una matriz afanítica. Es una fase de diques frecuentemente asociada a los pórfidos feldespáticos. Tiene una apariencia variable, pero típicamente es de color pálido (sub-leucocrático) y contiene microfenocristales de cuarzo abundantes, habiendo sido llamado pórfido de cuarzo y feldespato. La hornblenda (<3%) forma prismas cortos y equidimensionales subhedrales a anhedrales de hasta 3 mm de largo. La plagioclasa (<5%) es generalmente equidimensional (<3 mm), con bordes difusos y localmente muestra zonación. En general la textura es indistinta. Tiene una susceptibilidad magnética variable (< 1-20 unidades $SI \times 10^{-4}$).

(vii) ***Pórfido andesítico fino.*** Es una fase distinguida por los abundantes fenocristales de hornblenda y plagioclasa ± cuarzo en una matriz afanítica oscura. Los microfenocristales de hornblenda (2-5%) forman prismas subhedrales de 2-4 mm (máximo 7 mm) con razones b:c = 3-1:1. Las plagioclasas (8-14%) son más conspicuas y forman cristales más o menos equidimensionales (b:c = 1.5-1:1). Los fenocristales de cuarzo (<6%) tienen una forma globular redondeada con tamaños de 2-4 mm y bordes difusos. Este pórfido constituye localmente el relleno de la brecha ortomagmática. Tiene una susceptibilidad magnética muy variable, pero generalmente alta (3-30 unidades $SI \times 10^{-4}$).

(viii) ***Pórfido oscuro.*** Está estrechamente asociado, en espacio y tiempo, con las brechas hidrotermales. Aparece como diques discretos que cortan a las brechas y a sus rocas encajantes, como inyecciones dentro de la matriz de las brechas para generar la brecha ígnea. Está caracterizado por su matriz afanítica oscura en la que hay microfenocristales dispersos y prominentes de plagioclasa. Los fenocristales, sin embargo, están casi ausentes de los cuerpos más pequeños y en las zonas de enfriamiento de contacto. Este pórfido tiene una composición parecida al pórfido andesítico y posiblemente es una variedad de estas facies.

Volumétricamente las facies principales son el pórfido hornbléndico, el pórfido grueso y el pórfido feldespático. El pórfido feldespático tiene una geoquímica distinta de las fases hornbléndicas. En los gráficos de variación de elementos HFS y de elementos HFS con indicios de diferenciación como Rb/Sr (Fig. 5.3) se nota que el pórfido feldespático ocupa un campo diferente del pórfido grueso. El pórfido hornbléndico tiene una variación muy amplia que se superpone parcialmente al pórfido feldespático y tiene la mayor concentración de puntos en el mismo sector que el pórfido grueso. La distribución y relación entre las fases están expuestas en el mapa (Fig. 5.4) y en los cortes representativos (Fig. 5.5). Existe poco control sobre el tipo de litología presente en la parte Sur del límite >0.4 g/t de oro (Fig. 5.4) por falta de afloramientos y sondajes. Sin embargo, se nota que el cuerpo principal está compuesto mayoritariamente de pórfido hornbléndico, mientras que el pórfido grueso está expuesto con una forma de anillo truncado por el contacto oriental con las volcanitas de techo, y el pórfido feldespático constituye una fase controlada estructuralmente en la parte periférica y exterior del cuerpo. La forma anular del pórfido grueso sugiere un mecanismo de intrusión de tipo hundimiento en hoya o dique anular. Los contactos entre los dos tipos de pórfido hornbléndico se caracterizan normalmente por una brecha intrusiva y las relaciones exactas no han sido observadas. En el corte N-S (Sección 5468E; Fig. 5.5) es evidente que el pórfido grueso forma el núcleo y el pórfido hornbléndico está esencialmente en la periferia. El techo de la intrusión de pórfido grueso es una zona de transición o mezcla donde las fases no están adecuadamente diferenciadas o han sido mal identificadas. Sillitoe (1996) consideró que el pórfido hornbléndico postdata al pórfido grueso, lo que sería coherente con el modelo de hundimiento en hoya. Si el patrón en la superficie de las dos fases no está explicado por la topografía, es que existen dos fases de pórfido hornbléndico, una pre- y otra post-emplazamiento del pórfido grueso, o que la parte central del pórfido hornbléndico se ha hundido. Mientras que hay evidencias de que el pórfido hornbléndico postdata al pórfido grueso, no hay información suficiente en el centro de la estructura intrusiva para confirmar si comprende una fase previa.

El "Pórfido de plagioclasa" es periférico del cuerpo principal de Gaby, principalmente formando cuerpos aislados y diques dentro de las volcanitas y también cortan al pórfido hornbléndico en el sector de Guadalupe (Fig. 5.4). Esta fase puede aparecer como contemporánea del "Pórfido dacítico fino" que es claramente intrusivo y se ven, localmente, como estrechos diquecillos y constituyendo la matriz de varias brechas magmáticas. Al Norte de la Falla Río Guanache, los cuerpos alargados de pórfido plagioclásico tienen dos direcciones bien definidas: en el sector de Guadalupe los cuerpos están emplazados a lo largo de fracturas/fallas extensionales de dirección WNW, mientras que en la zona Tama, del sector Muyuyacu, predomina una dirección norteada (N & NNE). Los cortes de los núcleos de sondajes en relación con la expresión superficial indican que los cuerpos buzan abruptamente al NE en el sector Guadalupe.

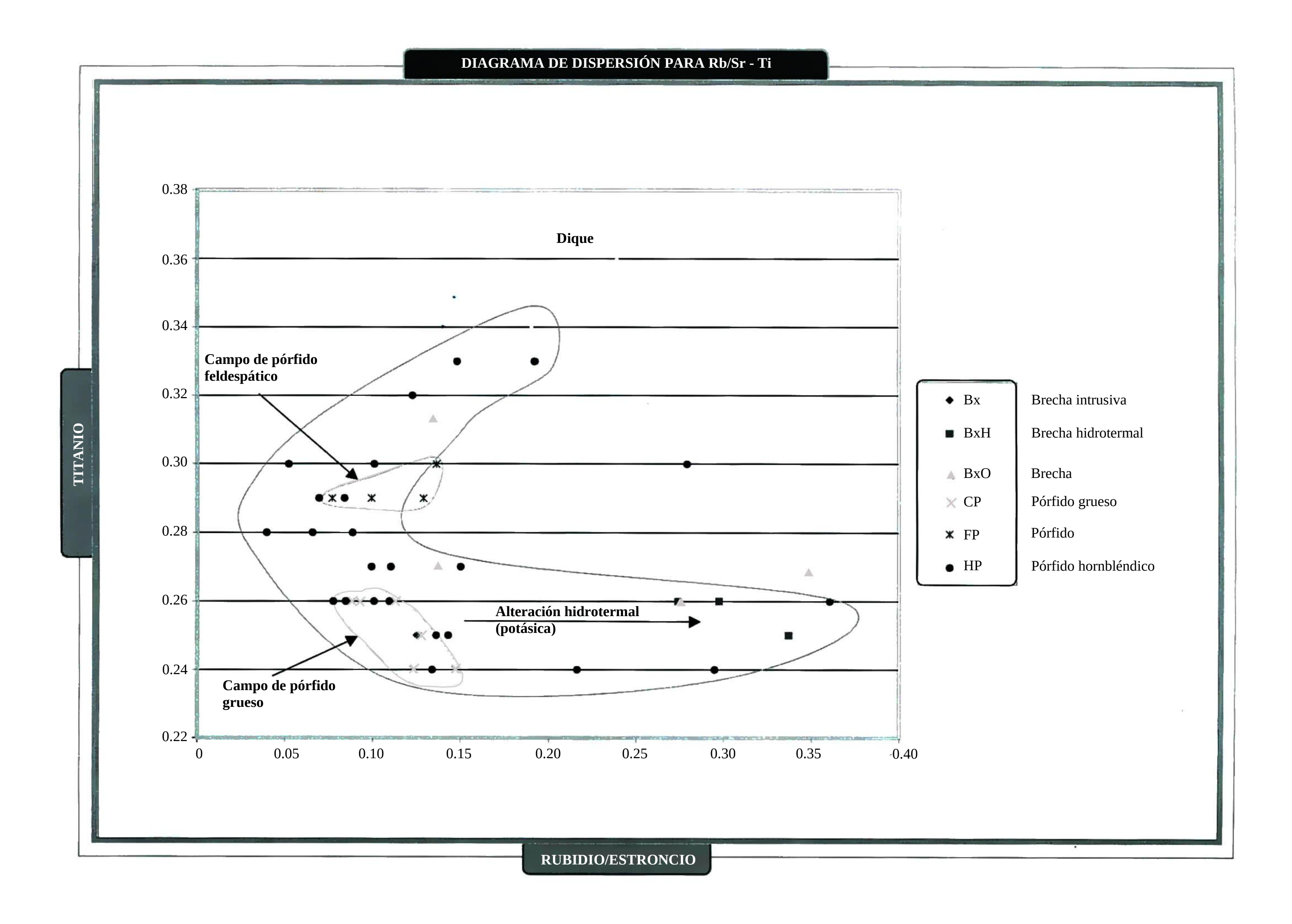


Figura 5.3 Variación entre Rb/Sr y Ti de varios tipos de pórfido y brecha dentro del complejo porfídico Cu-Au de Gaby, Campo Mineral Ponce Enríquez

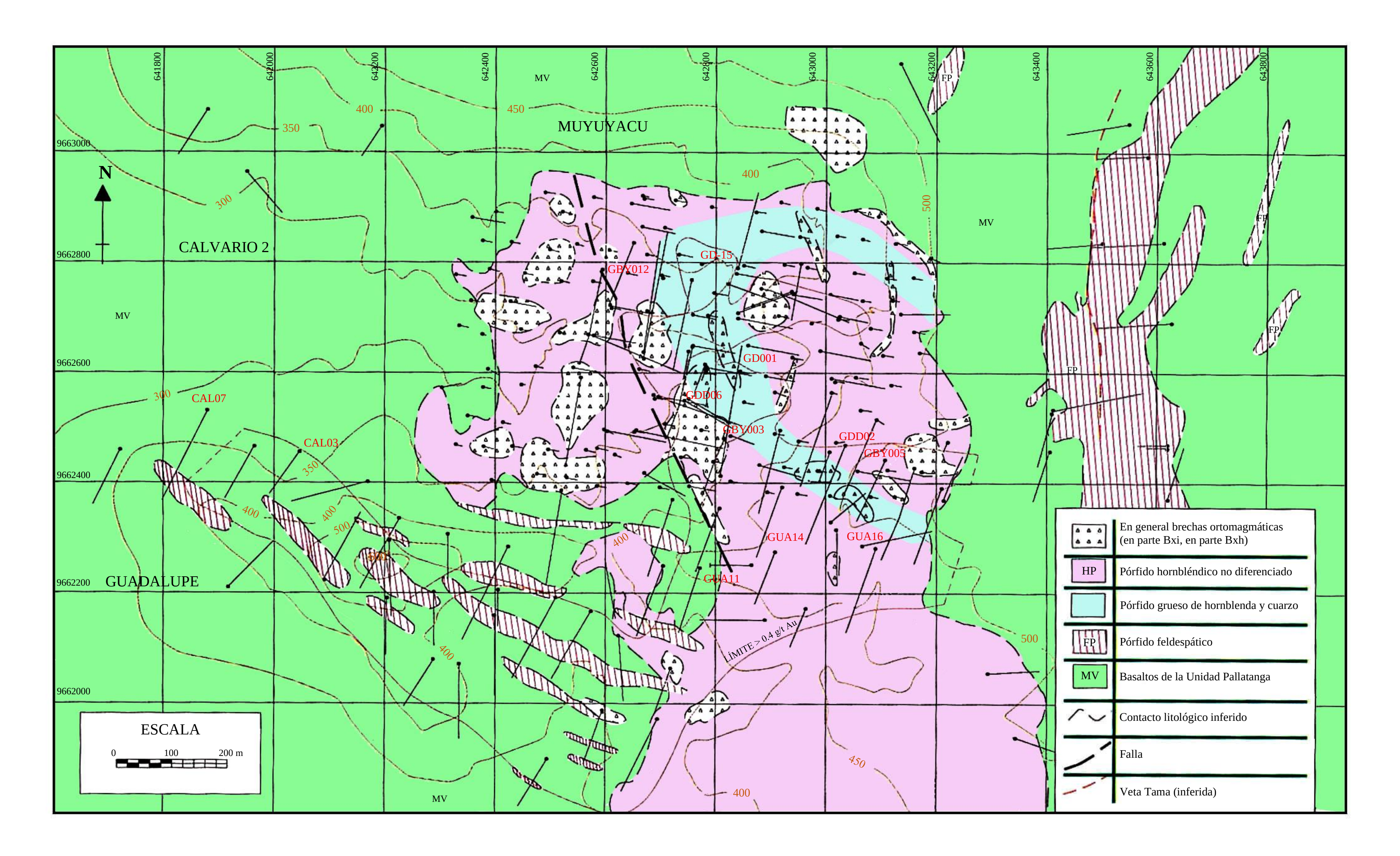


Figura 5.4 Mapa del pórfido de Gaby: en él se muestra la distribución y forma de las unidades intrusivas principales y las brechas; las ubicaciones de los sondajes, numerando aquellos que fueron estudiados. Mapa basado en información proporcionada por Ecuadorian Minerals Corporation

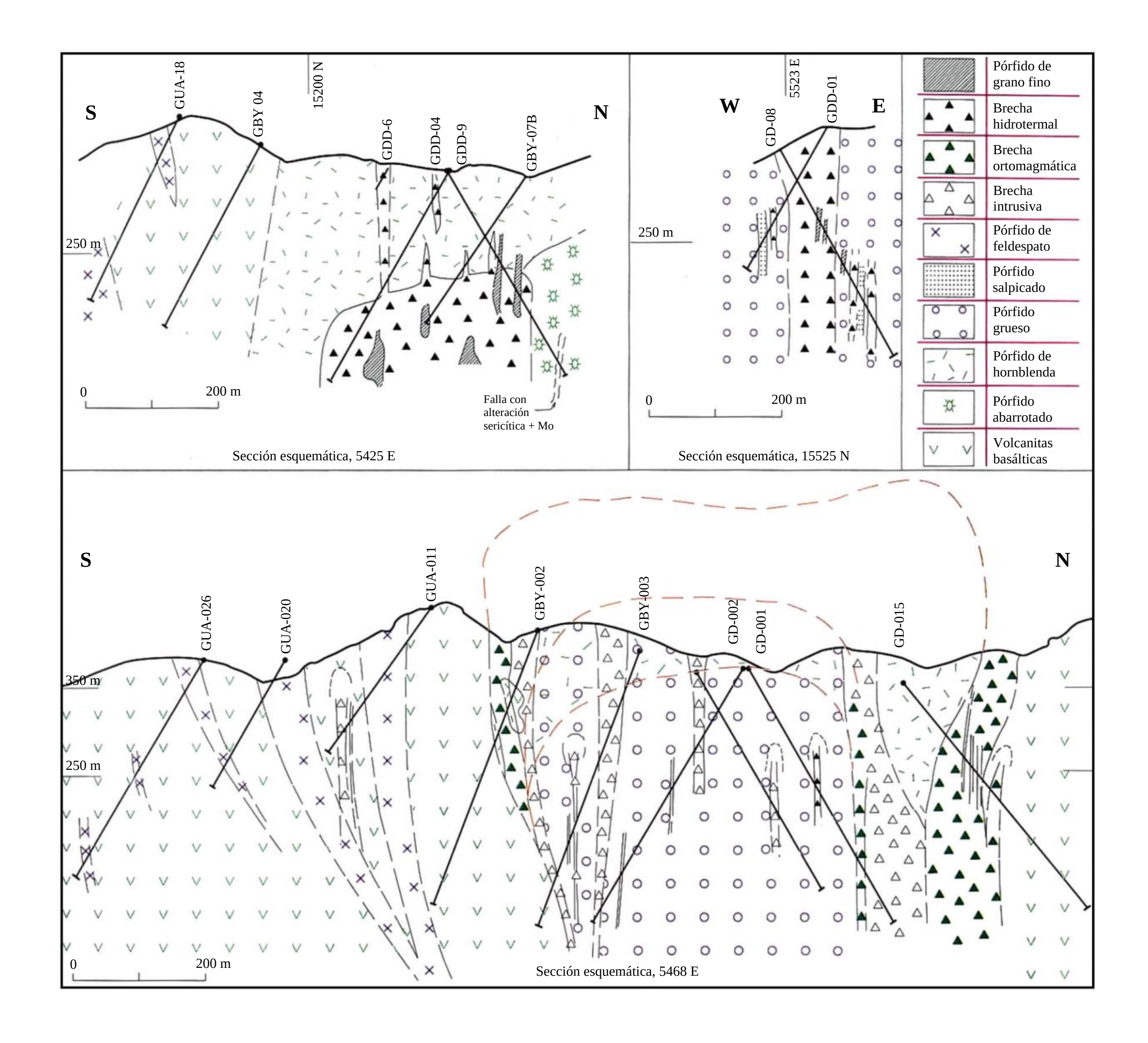


Figura 5.5 Secciones esquemáticas del pórfido Au-Cu de Gaby mostrando las relaciones entre las diferentes unidades, facies intrusivas y brechas. Campo mineral Ponce Enríquez. Secciones 5425E y 15525N tomado de Sillitoe (1996). Información proporcionada por Ecuadorian Minerals Corporation

El Pórfido Papa Grande comprende principalmente dos litotipos que se han distinguido con base en las proporciones relativas de hornblenda y fenocristales de plagioclasa, ej. El Pórfido de hornblenda ± plagioclasa (llamado Pórfido plagioclásico). Las variantes texturales de los pórfidos dominados por la hornblenda incluyen la Fase Salpicada, similar a Gaby. El "Pórfido de plagioclasa" (Foto 5.1) se caracteriza por contener 20-40% de plagioclasa (1-2 mm) y más del 15% de microfenocristales (1-3 mm) de hornblenda. A partir de las relaciones de campo es demostrable que es más joven que el "Pórfido hornbléndico" y que la Brecha Cuy.

En resumen, las principales diferencias existentes en la forma de presentación entre el pórfido hornbléndico y el dominado por plagioclasa son las siguientes:

Pórfidos hornbléndicos	**Pórfidos plagioclásicos**
Cuerpos de jarros panzudos e irregulares	Lentes aplastados o cuerpos tabulares y diques
Intrusivos centrales amontonados	Cuerpos periféricos o satélites de los principales diques
Sin aparente control estructural	Con control estructural evidente
Invadidos por chimeneas de brechas	Relacionados espacialmente con, pero sin alojar brechas
Mineralización en el "endo-stockwork"	Mineralización en el "exo-stockwork"

Las evidencias sugieren que los pórfidos de plagioclasa son apófisis de los principales cuerpos intrusivos o descargas interminerales a alto-nivel. Su emplazamiento postdata a la fase de la alteración potásica penetrativa y a la brechificación ortomagmática y parece ser casi coetánea con la fase posterior de alteración propilítica, controlada estructuralmente, y con la brechificación hidrotermal. La geometría de los "Pórfidos de plagioclasa" está controlada estructuralmente, pero se piensa que esos cuerpos pueden haber sido demasiado móviles o plásticos durante la fracturación hidráulica de los "Pórfidos hornbléndicos" ya consolidados, por lo que habrían sido el ambiente favorable para la formación de los "endo-stockworks". Las condiciones favorecieron la alteración propilítica, penetrativa y total, y la migración y expulsión de los fluidos minerales hacia las volcanitas envolventes (Foto 5.2).

5.5.3 Brechas

5.5.3.1 Gaby: Se han distinguido diversas variedades de brechas alojadas en el Pórfido de Gaby. Principalmente están alojadas dentro de la intrusión y se observa que cortan a los pórfidos hornbléndicos (abarrotado, grueso, hornbléndico y salpicado). En la parte septentrional ocupan hasta el 20% de la superficie (Fig. 5.4) y principalmente tienen tres formas:

(i) Subcirculares (ovoide, arriñonada, irregular) sin orientación preferente.

(ii) Arqueadas y/o con proyecciones agudas a lo largo de los contactos externos e intra-intrusivos.

(iii) Elongadas y alineadas principalmente al NNW-SSE pero también con las direcciones N-S, NNE y WNW.



Foto 5.1 Intenso "stockwork" de vetas de cuarzo en pórfido feldespático meteorizado cerca de la Mina Herminia, sector Guanache, Papa Grande, Campo Mineral Ponce Enríquez

Este grupo está claramente controlado por estructuras. Los cuerpos de brecha generalmente presentan una geometría de chimenea, embudo o dique con buzamientos verticales y subverticales. La brecha a lo largo del contacto NE sugiere que también hay relictos de brechas de caparazón. Muchos de los cuerpos de brechas tienen un carácter compuesto con variedad de brechas texturalmente diferentes. La mayoría de las brechas no tienen matriz hidrotermal apreciable y son clasto-portadas o están cementadas por pórfido fino oscuro. Los principales tipos de brechas son:

(i) ***Brechas intrusivas*** cementadas por pórfidos finos (dacíticos y andesíticos) particularmente el pórfido oscuro. Son totalmente magmáticas y están reconocidas donde no hay ninguna alteración que se superponga a la roca resultante. Se encuentran comúnmente a lo largo de contactos entre las fases hornbléndicas principales y asociadas con grupos de diques más tardíos.

(ii) ***Brechas ortomagmáticas*** que se distinguen por un estadio de alteración potásica temprana (biotita) que afecta al cemento, pero no tiene ningún efecto apreciable en los clastos. Son esencialmente brechas de dos fases con un reemplazamiento/relleno coincidente de origen magmático e hidrotermal.

(iii) ***Brechas hidrotermales*** caracterizadas por rellenos de cuarzo y sulfuros, que pueden estar localmente silicificadas y albitizadas. Estas brechas están totalmente hidrotermalizadas y pueden pasar lateralmente a "stockworks" sulfurados.

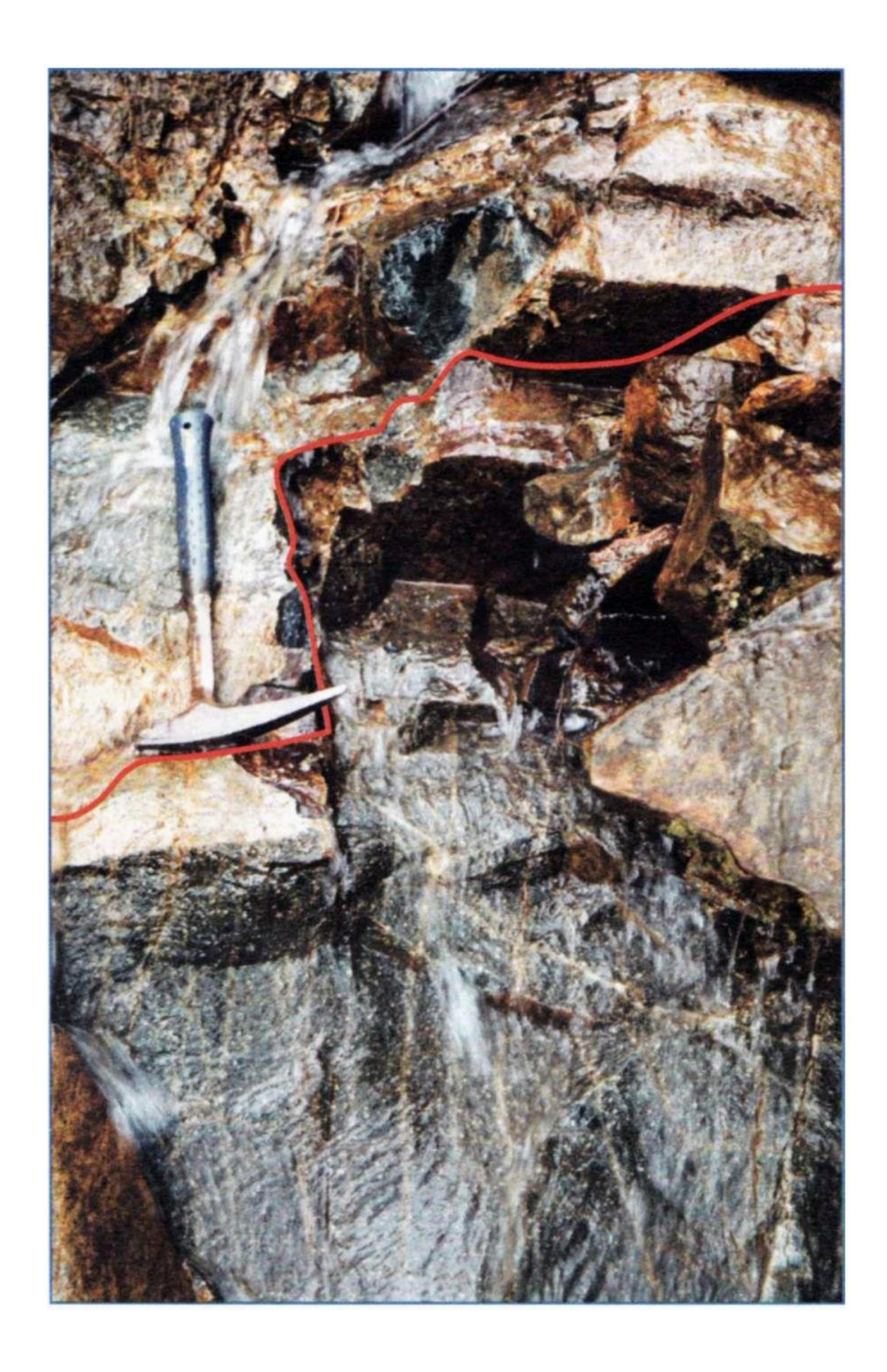


Foto 5.2 Contacto de techo entre pórfido de hornblenda y feldespato y las volcanitas máficas corneanizadas en el sector Guanache del Campo Minero Bella Rica. Nótese el “stockwork” de fracturas piríticas subverticales regularmente espaciadas dentro del pórfido y con bordes propitilizados. Éstas pasan a las volcanitas suprayacentes donde el grado de fracturación es más intenso y están acompañadas por vetas de cuarzo + pirita + pirrotina + molibdenita

Inevitablemente hay un considerable campo de superposición y gradación entre estos tres tipos de brechas donde los magmas tardíos y fluidos hidrotermales ortomagmáticos han aprovechado el mismo conducto, por ejemplo, las brechas hidrotermales pueden estar invadidas por el Pórfido oscuro, los clastos de brechas intrusivas pueden tener, localmente, bordes de alteración de silicato potásico o bordes con sulfuros, etc. Se ha asumido que la geometría de las brechas es la de chimeneas irregulares, como cuerpos con algunas proyecciones hacia el caparazón de la intrusión y en la vecindad de los enclaves de techo. Sillitoe (1996) sugiere que el cuerpo principal de la brecha hidrotermal tiene un techo subterráneo de, aproximadamente, 150 m bajo la superficie, con sólo estrechos conductos de brecha penetrando en el caparazón a favor de zonas estructuralmente permeables (Fig. 5.5).

El diagrama de variación de Rb/Sr con Ti (Fig. 5.3) muestra dos tendencias lineares distintas relacionadas con la diferenciación tardía y la brechificación hidrotermal. Las brechas magmáticas o intrusivas caen con un primitivo miembro final de pórfido hornbléndico desde donde dos tendencias se bifurcan hacia:

(i) Una tendencia planar hacia valores altos de Rb/Sr con contenido de Ti constante que está directamente relacionado con la alteración potásica de la asociación porfídica de hornblenda.

(ii) Una tendencia bien correlacionada con incremento de Ti y Rb/Sr relacionada con la asociación porfídica del feldespato. El extremo final de esta tendencia está marcado por una fase de diques porfídicos finos. Esta tendencia ha sido atribuida en gran medida a la mezcla de magmas o a la hibridación (y posible asimilación de las rocas de caja máficas).

La distribución de los datos de los pórfidos hornbléndicos en dos tendencias puede indicar de un lado diferentes grados de alteración y de otro la mezcla con derivados de la asociación porfídica de feldespato. En el caso de la mezcla, la posibilidad de una clasificación errónea de los tipos petrográficos no debe ser descartada.

5.5.3.2 Papa Grande: El principal cuerpo de brecha magmático-hidrotermal asociada con el Pórfido de Papa Grande, llamada Brecha Cuy (Fig. 5.2), tiene una forma irregular con unas dimensiones superficiales totales de ca. 1000 m E-W y un máximo de 600 m N-S. El cuerpo de brecha es una única chimenea compuesta la cual es adyacente a, y engloba el margen Sur del pórfido de hornblenda Papa Grande y está ella misma bisecada por un cuerpo intrusivo elongado de pórfido plagioclásico. La brecha es heterolítica con fragmentos que varían de angulares a sub-redondeados y con tamaños de unos pocos centímetros a varias decenas de metros localmente. Extensas áreas de lavas almohadilladas con poca o ninguna evidencia de brechificación hidrotermal sugieren que hay megafragmentos posiblemente de hasta 100 m de anchura. La brecha (Foto 5.3) es clasto-portada con un pequeño porcentaje de matriz de harina de roca volcánica (act + chl + calc + qtz ± biot ± turm) o más raramente una matriz ígnea que contiene pórfido dacítico fino.



Foto 5.3 Muestras de núcleos de sondeos PP6-2 (prof. 46.0 m) y PP6-5 (prof. 128.0 m) en la Brecha Cuy, sector Papa Grande, Campo Mineral Ponce Enríquez. Brecha heterolítica hidrotermal clasto-portada compuesta por fragmentos de pórfido (algunos intensamente silicificados, turmalinizados y con parches/diseminaciones de pirrotina) y metavolcánica máfica con alteración potásica (biotita/flogopita bronce + magnetita ± turmalina). Frentes de avance de alteración silicato Na-Ca. Algunos clastos en PP6-5 están reemplazados por pirita (<75%), Vetillas de cuarzo y carbonato de "stockwork" corta la brecha y posdata el reemplazamiento de sulfuro.



Foto 5.4 Muestras de núcleos de sondeos PP6-5 (prof. 100.0 m) y PP6-1 (prof. 43.0 m) en el sector de Papa Grande, Campo Mineral Ponce Enríquez. Brechas heterolíticas con clastos de pórfido feldespático (algunos silicificados), pórfido cuarcífero, microdiorita y metavolcánico máfico con alteración potásica dentro de una matriz con lascas microlíticas, cristales de feldespato y hornblenda cloritizada

Donde los contactos han sido observados son de muy empinados a verticales y bastante bruscos. No obstante, las relaciones de contacto entre el pórfido y brecha, indican que esta última parcialmente se superpone al pórfido y tiene geometría de embudo. Además, la existencia dentro de la brecha de cuerpos tabulares de materiales volcánicos (hasta de 5 metros de espesor), con una orientación subhorizontal (tipo brecha de teja), indica que el nivel de erosión actual está muy cerca del techo del cuerpo de brecha. El contacto con el pórfido a lo largo de Quebrada Cuy muestra una transición desde brecha magmática (Foto 5.4) con una variedad de clastos angulares a subangulares (pórfido abarrotado, pórfido hornbléndico, pórfidos de plagioclasa y de cuarzo) dentro una matriz diorítica y con diquecillos de dacita hasta brecha hidrotermal polimíctica dominada por fragmentos de metavolcanitas máficas y una menor proporción de clastos derivados de pórfidos hornbléndicos y cuarcíferos. La brecha magmática/ortomagmática tiene clastos de cuarzo y magnetita masiva lo que indica brechificación intermineral. La transición está acompañada por un incremento rápido en el contenido de magnetita y sulfuros y silicificación localizada.

5.5.4 Alteración y mineralización

5.5.4.1 Introducción: La secuencia de alteración y mineralización en el pórfido de Gaby es compleja, pero podría simplificarse en tres etapas (Sillitoe, 1996):

(i) Alteración silicatada K (o alteración potásica) asociada con entrada limitada de metales.

(ii) Alteración silicatada-Na-Ca (o alteración propilítica) acompañada del aporte principal de sulfuros y, por lo menos, del 90% del oro, cobre y molibdeno.

(iii) Alteración sericítica (o alteración fílica) restringida volumétricamente y acompañada por casi todo el arsénico, <10% del oro y trazas de cobre y molibdeno.

También existe silicificación y turmalinización localizada: tipos de alteración que pueden acompañar a cualquiera de las tres etapas, pero que están más desarrollados cuando se asocian con la propilitización.

5.5.4.2 Alteración de silicato-K: Esta fase inicial de potasificación está caracterizada principalmente por el desarrollo de biotita/flogopita que afectó a casi todos los pórfidos en algún grado, pero que parece estar más desarrollada en el pórfido abarrotado y en las brechas hidrotermales y ortomagmáticas. También se ha observado localmente alteración potásica intensa en el pórfido hornbléndico y en el pórfido grueso. En el campo minero Bella Rica las apófisis del mismo sistema de pórfidos también muestran alteración potásica débil.

Sillitoe (1996) identificó dos etapas de alteración potásica en Gaby: una después de la intrusión inicial del pórfido abarrotado y la otra después de la intrusión de los pórfidos de plagioclasa y microtonalita (pórfido fino). En el caso del pórfido abarrotado ocurrió un evento temprano antes del emplazamiento del pórfido hornbléndico. Esta secuencia quedó registrada por la presencia de vetillas de cuarzo-silicato-K dentro del pórfido abarrotado y por estar cortadas por pórfido hornbléndico con alteración potásica más débil. Sillitoe (1996) notó que estas vetillas no llevan sulfuros y no están asociadas con la entrada de metales. La fase de potasificación más tardía fue pre- y syn-brechificación hidrotermal.

La alteración de silicato-K está caracterizada por:

- Biotitización de los fenocristales de hornblenda.
- Vetillas irregulares y ciegas de biotita.
- Biotita/flogopita de grano fino dentro de la matriz de los pórfidos.

La biotita/flogopita también forma el cemento de muchas brechas. La magnetita muestra frecuentes intercrecimientos con la biotita/flogopita y se ha observado en muchos de los fenocristales biotitizados de hornblenda. Esta alteración está asociada, localmente, con vetas irregulares de cuarzo-turmalina ± sulfuros, cuarzo-biotita y desarrollo esporádico de feldespato alcalino y turmalina. Las asociaciones de minerales económicos incluyen magn + pyrr ± cp y pyrr + py ± cp. Se piensa que contenidos bajos de oro han entrado junto con la alteración potásica.

5.5.4.3 Alteración silicatada-Na-Ca: Esta fase principal de alteración de silicato Na-Ca (propilitización) está asociada con la mineralización en "stockwork" y con la entrada principal de sulfuros (1 - < 5% en volumen) y oro. Aparentemente comenzó en un estadio tardío durante la brechificación hidrotermal y la última fase de intrusión (pórfido oscuro).

Esta fase se superpone a la alteración potásica (biotita/flogopita-magnetita) con una asociación de silicatos cálcicos y sódicos acompañada de vetas de cuarzo, silicificación, albitización y desarrollo de turmalina. Los minerales típicos de alteración incluyen actinolita, albita, clorita intermedia y epidota asociadas con cuarzo, carbonato y turmalina (chorlo). Los minerales argílicos asociados con este estilo de alteración comprenden illita, montmorillonita y palygorskita. La actinolita remplaza a la biotita y hornblenda; la albita remplaza a la plagioclasa. Los sulfuros principales son pirrotina, pirita y calcopirita, y se han observado las siguientes asociaciones: pyrr + cp ± Au, chl + mgt ± py, chl + pyrr ± py, chl + pyrr + cp, mgt + py ± cp, pyrr + cp + mgt + py, py + cp + asp ± pyrr y mo. El enriquecimiento en oro está muy relacionado con las vetillas del "stockwork" y frecuentemente asociado con pirrotina + calcopirita. Las vetillas y los agregados de sulfuros masivos, generalmente <1 cm de anchura, son un rasgo destacado de este tipo de alteración. Además de los sulfuros, estos agregados contienen cantidades subordinadas de actinolita, epidota y localmente turmalina y bordes de albita. Partes restringidas de la brecha fueron cementadas por actinolita, epidota y sulfuros, estos últimos de relleno. Se puede observar, en algunos casos, que esta asociación ha remplazado el anterior relleno de biotita/flogopita-magnetita. La albita aparece localmente entrecrecida con turmalina, remplazando los márgenes de los clastos junto con los minerales hidrotermales.

La mayoría del oro de Gaby ha sido introducida con los sulfuros en una etapa de silicatos de Na-Ca. Las vetillas milimétricas de sulfuro masivo tienen valores de 0.1-0.3 g/t de Au, pero las vetillas de 1-2 cm de anchura pueden ofrecer valores >1 g/t en 2 metros. Donde los contenidos en sulfuros de las brechas sobrepasan el 5% en volumen, principalmente como relleno de espacios abiertos, los valores de oro alcanzan 1-3 g/t y en ocasiones valores (2 metros) más altos.

Otro juego de vetillas, dominado por cuarzo, se formó durante la etapa de alteración de silicato-Na-Ca y postdata a las vetillas de sulfuro masivo y al relleno de brechas por sulfuro. Estas vetillas de cuarzo, generalmente <1 cm de potencia, contienen granos dispersos de actinolita ± epidota, pirrotina, pirita, calcopirita y molibdenita. Los granos de molibdenita están, principalmente, junto a los márgenes de las vetillas y constituyen la mayor cantidad de molibdeno en el sistema Gaby.

5.5.4.4 Alteración sericítica: La alteración sericítica en Gaby está restringida generalmente a las orillas de las vetillas tardías (<5 cm de ancho) de cuarzo y carbonato. Localmente se encuentran varios metros de roca sericitizada como en la zona de falla cortada por la perforación GDD-04 (Fig. 5.5; Sillitoe, 1996). Las láminas delgadas muestran transformación ligera de plagioclasa en sericita, pero la alteración no se distingue en muestra de mano. La sericita está asociada, comúnmente, por turmalina acicular. El sulfuro principal de estas vetillas es la arsenopirita, generalmente desarrollando buenos cristales indicando un crecimiento libre de obstáculos (espacios abiertos). La pirita y la calcopirita aparecen en algunas vetillas y la galena y la esfalerita están localmente presentes. En la falla sericitizada cortada por el sondaje GDD-04 hay abundante molibdenita.

Estas vetillas portan arsenopirita y contienen oro, en cantidades casi siempre de 1-5 g/t en 2 metros. Aunque las vetillas sean ricas en oro (rango estimado 10-60 g/t), su contribución total es limitada porque solamente se producen en intervalos de 20-50 metros.

5.5.4.5 Resultados del PIMA: Se examinaron 12 sondajes (9 de Gaby: Tabla 5.1) con un analizador de minerales portátil de infrarrojos (Portable Infrared Mineral Analyser or PIMA) para determinar la asociación de minerales de alteración y su distribución espacial. Para detalles sobre los procedimientos de medición y análisis de los espectros véase el Volumen 1. Los resúmenes de los registros de los sondeos con las identificaciones del PIMA están presentados en Apéndices que pueden consultarse en la DINAGE.

Los minerales secundarios (hidratados y carbonatados) que se han identificado con el PIMA han sido las siguientes fases en orden de abundancia:

- Alteración silicato-K (potásica): flogopita>biotita.
- Alteración silicato-Na-Ca (propilítica): Actinolita-clorita intermedia>epidota>clorita Mg/clorita Fe. Minerales asociados: carbonato, montmorillonita, palygorskita, illita.
- Alteración sericítica (fílica): sericita (moscovita)-illita.

Otras fases identificadas raramente y otras asociadas con la mineralización incluyen arcillas de Mg, halloysita y yeso.

Los sondeos GDD-02, GDD-06 y GBY-005 (Figs. 5.6 y 5.7) muestran los rasgos principales de las relaciones entre las diferentes fases de intrusión, brechificación, alteración y mineralización. Para las ubicaciones véase Figura 5.4.

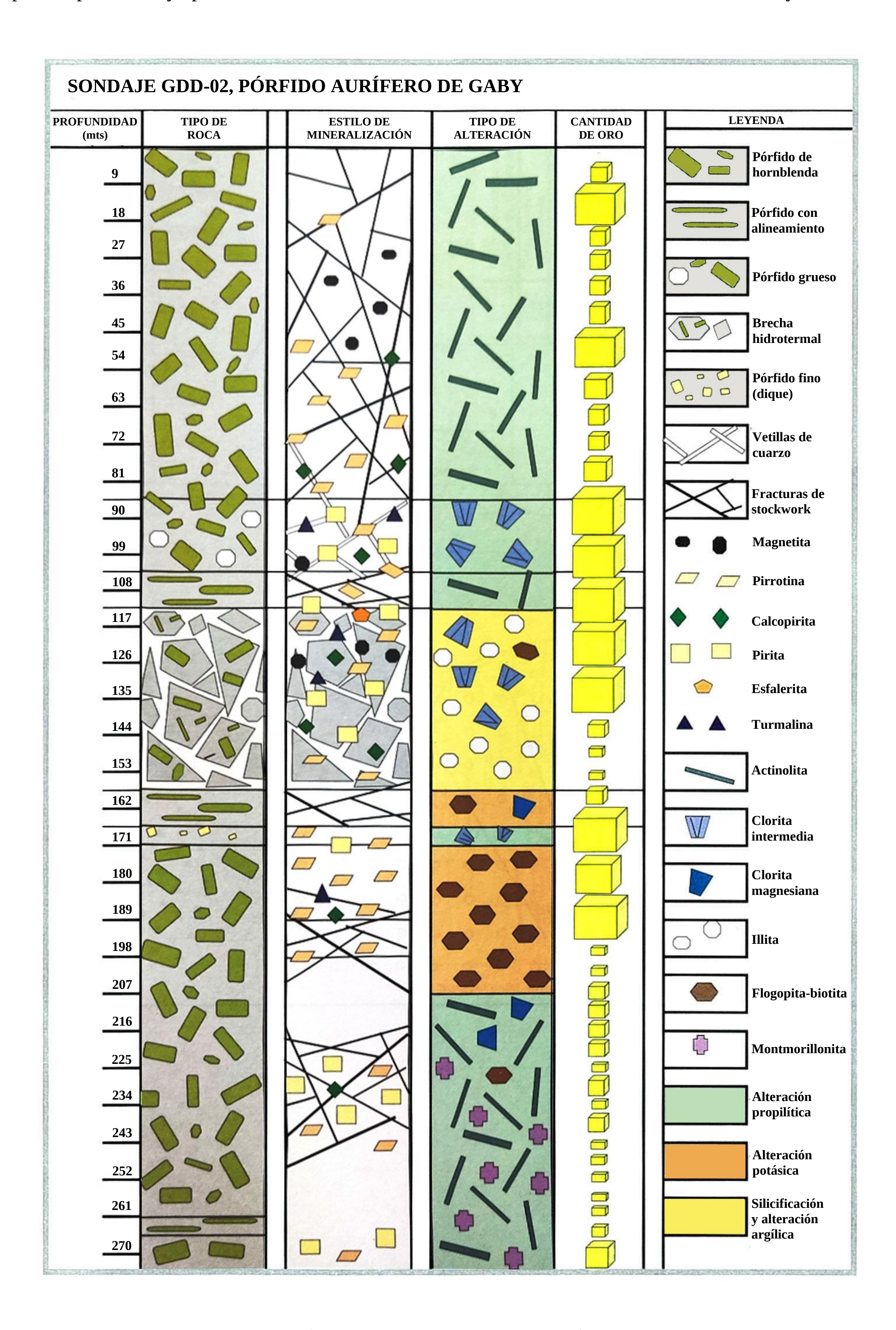


Figura 5.6 Registro simplificado del sondaje GDD-02, pórfido Cu-Au de Gaby

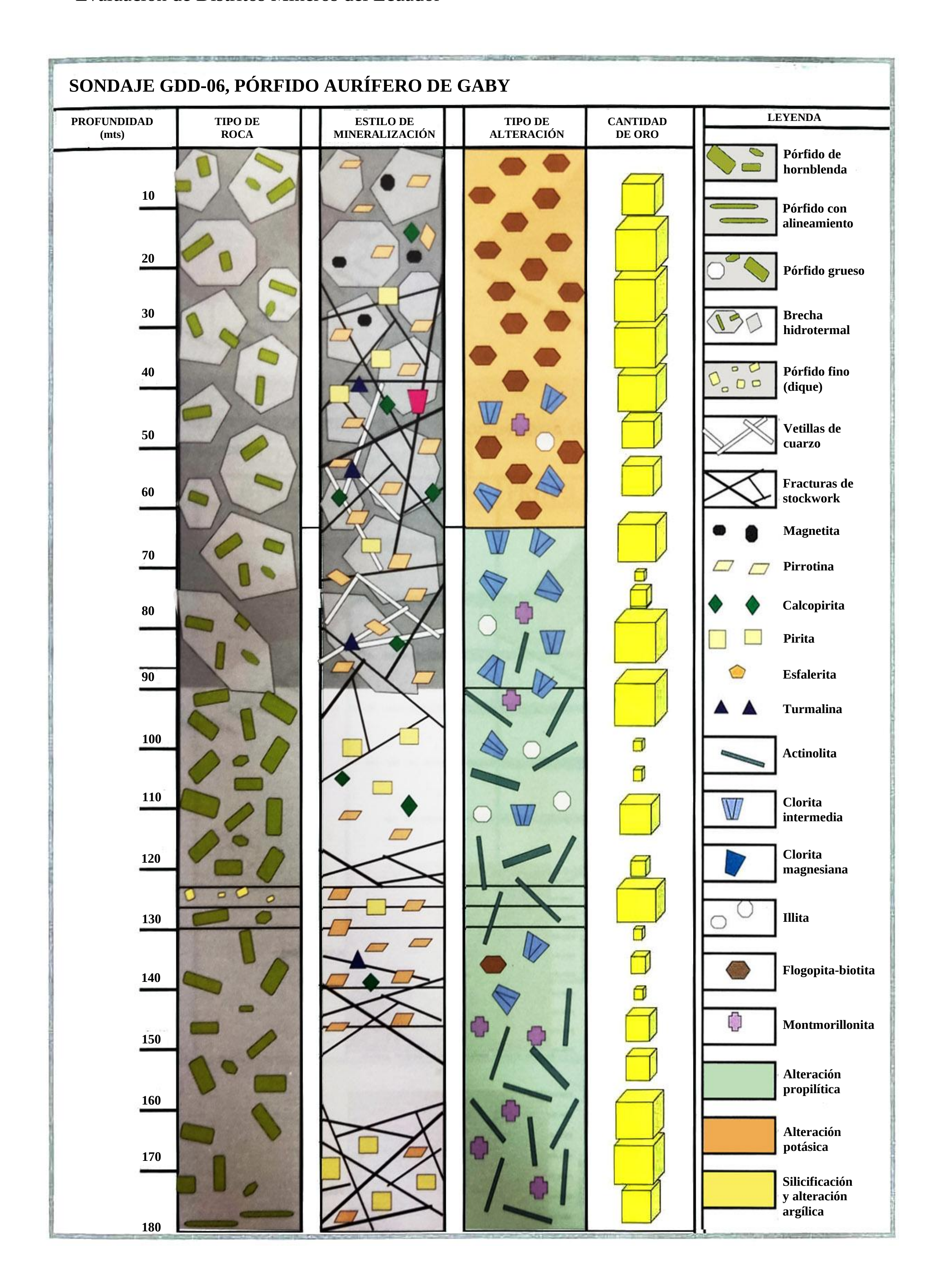


Figura 5.7 Registro simplificado del sondaje GDD-06, pórfido Cu-Au de Gaby

El sondeo GDD-02 (351.27 metros; inclinación 60°; Fig. 5.6) en sus primeros 270 metros corta principalmente al pórfido hornbléndico, excepto en una zona entre 85 y 171 metros que corta diques de pórfido grueso, pórfido fino (dacítico) y brecha hidrotermal (ca. 24 metros de anchura). La presencia de diques y la alineación de los fenocristales de hornblenda en los bordes del cuerpo de brechas sugieren que se trata de una zona débil de reactivación periódica (dúctil-frágil) durante la evolución del pórfido de Gaby. La brecha hidrotermal contiene fragmentos de pórfido cortados por vetas y vetillas de cuarzo ± carbonato ± turmalina ± esmectita ± magnetita ± sulfuros (calcopirita, pirrotina, pirita menor y trazas de galena). La alteración es principalmente propilítica (actinolita + clorita ± epidota ± montmorillonita ± palygorskita) excepto en la zona entre 108 y 207 metros que está dividida en dos partes: 108-156 m de brecha hidrotermal dominada por la silicificación y la argilización (illita) y 156-207 m caracterizada por alteración potásica (flogopita) conspicua. La alteración potásica continúa hasta los 207 m, pero no fue detectada por el PIMA. En la zona 86-140 m se han encontrado leyes de oro relativamente altas y, en la parte alta del sondeo, algunos valores esporádicos están asociados con vetillas de "stockwork". En el intervalo 86-140 m las mejores leyes de oro no coinciden exactamente con la brecha hidrotermal, pero hay una correlación intensa con la alteración de clorita intermedia y posiblemente turmalina. También hay una zona con buenas leyes dentro de la zona de alteración potásica que corresponde con la mineralización en "stockwork" y con el dique de pórfido fino con alteración clorítica.

El sondeo GDD-06 (180.45 metros; inclinación 60°; Fig. 5.7) se divide en dos partes: de 0-90 metros está formado por brecha ortomagmática y de 90-180 metros por pórfido de hornblenda con diques esporádicos de pórfido fino/dacita. La brecha está formada por fragmentos de pórfido hornbléndico (tonalita/dacita), pórfido andesítico y relictos de fenocristales de hornblenda y plagioclasa en una matriz fina. Dentro de la brecha hay una transición con la profundidad desde una alteración potásica intensa a un estilo de alteración dominado por la propilitización. Los clastos también están algo argilizados. En la parte superior la hornblenda está remplazada por biotita secundaria, que a su vez está localmente alterada a clorita, epidota y leucoxeno. Las vetas llevan carbonato (dolomita y siderita), clorita, baritina, esfena y sulfuros (calcopirita y pirita). Donde la propilitización es dominante, la hornblenda está alterada a clorita (pennina), esfena y sulfuros (pirrotina, arsenopirita, calcopirita y pirita menor), mientras que la plagioclasa está alterada a sericita, dolomita y calcita. Cerca de las vetas/vetillas la plagioclasa es más sódica y hay crecimientos de albita nueva y epidota. Parte de la albita está erosionada por ortoclasa. La albitización se extiende solamente 1-2 mm en la roca de caja y está relacionada con metasomatismo, no sólo con la alteración retrógrada. El pórfido hornbléndico bajo los 90 m se caracteriza por la propilitización dominante (actinolita-clorita), argilización localizada (montmorillonita-illita) y vestigios de alteración potásica anterior. Hay una asociación clara de las leyes relativamente altas de oro con la brecha ortomagmática, aparentemente independiente del estilo dominante de alteración, mientras que bajo los 90 metros los buenos valores de oro están asociados generalmente a las zonas intensas del "stockwork" o a las fases de diques más tardías. La turmalina y la clorita están intensamente correlacionadas en los sectores con buenas leyes de oro.

Tabla 5.1 Resumen de los sondajes examinados del pórfido de Gaby, Campo Mineral Ponce Enríquez

Sector	**Muyuyacu**									**Guadalupe**		
Cód. Sondaje	GBY-003	GBY-05	GBY-012	GD-001	GD-15	GDD-02	GDD-06	GUA-14	GUA-16	GUA-011	CAL-03	CAL-07
Profundidad (m)	350.15	239.00	349.30	349.60	351.72	351.27	180.45	300.91		212.15	251.5	257.16
Inclinación (°)	70	70	60	60	50	60	60	70		55	70	60
Parte examinada	30-321 m 290 m	0-231 m 231 m	0-349 m 349 m	0-349 m 349 m	0-153 m 153 m	0-270 m 270 m	0-180 m 180 m	30-282 m 252 m	0-282 m 282 m	0-169 m 169 m	15-251 m 236 m	0-257 m 257 m
Tipos de pórfido	HP/CP >> HFP (uTon-pD)	HP > CP/HFP > FP (uTon/pA)	HP > HFP (SalP/uP)	HP > HFP (uTon-pD)	HP > CP (uTon/uP)	HP > CP (SalP/uTon & pD)	HP > HFP (SalP/uP)	HP (pD)	HP	FP (uTon)	mv/FP (HP)	FP (uTon)
Tipos de brecha	BxI-BxO (89-125 m y 285-321 m)	BxO-BxH (85-125 m)	BxI-BxO (102-185 m y 195-298 m)	BxI-BxO (168-349 m)	BxO (91-110 m y 140-148 m)	BxH (108-156 m)	BxI-BxO (0-77 m)	BxO-BxI (66-72 m y 150-163 m)	BxI-BxH (190-200 m y 275-282 m)			BxH (mv)
Tipos de alteración	PROP >> FÍL/SILC to 154 m POT > PROP/SILC 154-290 m	POT/PROP > TURM/SILC	POT >> PROP/SILC to 77m PROP/SILC > POT 77-95 m POT > PROP 95 m	PROP/SILC >> POT > TURM/FÍL	PROP>> TURM/FÍL 0-70 m POT >> PROP >> TURM/FÍL 70-153 m	PROP to 92 m PROP/SILC > POT 92-156 m POT >> PROP/SILC 156-270 m	POT >> PROP/SILC > TURM 0-77 m PROP > POT 77-180 m	PROP/SILC > POT a 40 m POT > SILC > PROP >> TURM/FÍL 40-282 m	POT/SILC >> PROP > TURM	PROP > SILC	PROP > SILC > POT to 180 m POT/SILC >> PROP 180-251 m	PROP to 73 m PROP > POT > SILC 73-241 m
Minerales sulfuros	pirr >> py > cp = asp > mo 30-140 m pirr > cp	pirr >> cp 0-85 m pirr > py > cp	py 0-102 m py >> mo 102-298 m py > pirr	py = pirr 0-160 m pirr > py > cp/asp > spl	py > cp > pirr 0-70 m py = pirr > cp	pirr > cp/py 0-108 m py/pirr > cp > spl	pirr > py > cp > asp 0-77 m pirr >> cp 77-112 m	py > pirr > mag > cp 30-72 m py = pirr > cp > mo > asp 72-282 m mag (150-163 m)	pirr = py > mag > asp/mo 0-65 m & > 190 m py > pirr > cp > asp 65-190 m	py >> pirr > cp > mo	py > pirr = mag > cp 0-120 m py > pirr > asp > mo 120-208 m	pyrr > py > asp
Contenido de oro (g/t)	0.0-0.4 (HP) 0.5-0.63 (Bx)	0.4-1.0 (HP) < 8.4 (Bx)	0.0-0.93 (HPF) 0.0-0.79 (BxI)	0.0-0.81 (HP) < 2.4 (HP/Bx)	0.0-0.63 (HP) 0.5 > 1.0 (Bx)	0.1-2.4 (HP) 0.2-9.0 (Bx)	0.4-1.1 (HP) 0.2-5.2 (Bx)	0.1-1.84 (HP) <0.1-0.3 (Bx)	<0.1-1.84 (HP) 0.3-0.4 (Bx)	0.0-0.87 (FP) 0.5-1.0 (Bx)	0.0-1.54 (FP) 0.1-3.43 (mv)	0.0-13.0 (mv) > 40 (vn en mv)
No. de muestras	10	9	12	8	7	16	9			2		13
Secciones delgadas	1	1	2	7						2		
Secciones pulidas	2	1	1	1	0	4	3			0		2
PIMA espectro	28	20	0	27	16	30	19	14	19	21	10	0

LEYENDA

CP = Pórfido grueso; HP = Pórfido hornbléndico; HFP = Pórfido de hornblenda y feldespato; FP = Pórfido feldespático; SalP = Pórfido salpicado; uTon = Microtonalita (Pórfido fino); pD = Pórfido dacítico; pA = Pórfido andesítico; uP = Pórfido oscuro; mv = metavolcánico

BxI = Brecha intrusiva; BxO = Brecha ortomagmática; BxH = Brecha hidrotermal; Bx = Brecha no diferenciada; vn = veta;

Alteraciones: POT = Potásica; PROP = Propilítica; SILC = Silicificación; FÍL = Fílica; TURM = Turmalinización

Minerales: py = pirita; pirr = pirrotina; cp = calcopirita; mo = molibdenita; mag = magnetita; asp = arsenopirita; spl = esfalerita

Sondeo GBY-005 (250.0 m; inclinación 60°; Apéndice 3) muestra casi todas las variedades de intrusiones y brechas hidrotermales que sugieren que ha intersecado una serie de diques y pantallas de pórfido con numerosas chimeneas o diques de brechas con morfología digital. Aparentemente existe alteración potásica en todo el tramo con las observaciones de campo, pero el PIMA indica que la clorita intermedia es el mineral de alteración predominante. El pórfido abarrotado se caracteriza por la alteración potásica (biotita, feldespato K) y turmalina, pero los espectros del PIMA indican una sobreimpresión de la alteración propilítica (clorita, illita, montmorillonita). Hay pequeñas cantidades de ortoclasa a lo largo de los bordes de las vetillas de cuarzo. El pórfido hornbléndico muestra varias gradaciones entre la alteración de silicato-K intensa (pantallas entre unidades de brechas ortomagmáticas) y propilítica, y se han detectado los siguientes minerales: biotita, flogopita, actinolita, clorita intermedia y sericita (moscovita). En lámina delgada las plagioclasas están remplazadas por sericita y localmente sobrecrecidas por turmalina. Los minerales máficos también han sido remplazados por ramilletes radiales de turmalina. El pórfido grueso está localmente brechificado, con silicificación y albitización intensa. La turmalina está presente en la matriz y muestra remplazamiento de albita. Otros minerales de alteración incluyen epidota, carbonato y sericita. El pórfido feldespático está dominado por la alteración propilítica (clorita intermedia) y lleva pirrotina diseminada y vetillas de cuarzo y turmalina. El pórfido andesítico fino con microfenocristales de plagioclasa también está dominado por la alteración propilítica (clorita intermedia). Esta fase tiene fragmentos de pórfido hornbléndico y tonalita que indican una relación temporal estrecha con la brechificación. Las plagioclasas están alteradas a sericita y carbonato. Las hornblendas han sido remplazadas por cuarzo, turmalina y biotita (parcialmente alterada a pennina). También hay vestigios de biotita intersticial en la sericita y asociada con apatito. Esta fase está atravesada por vetillas de cuarzo, carbonato, epidota, clorita y pirrotina (con inclusiones de calcopirita, galena y oro). Las brechas ortomagmáticas se caracterizan por una alteración de silicato-K intensa (biotita y flogopita), pero también muestran evidencias de propilitización (clorita intermedia, actinolita, palygorskita). Hay vetillas con turmalina cuyos minerales económicos son pirita, pirrotina, magnetita y calcopirita menor.

5.5.4.6 Geoquímica: A pesar de que las características de las alteraciones de los cuerpos porfídicos están bien definidas, la variación espacial de los tipos de alteración es virtualmente indetectable. Los resultados preliminares de la representación gráfica de varios elementos en el nivel 350 ± 25 msnm, de 50 sondeos dentro del pórfido de Gaby (Fig. 5.8) indica que existe poca correlación entre el Au, el As y los elementos alcalinos (K, Na, Ca). Las razones K/Na+Ca y Rb/Sr seleccionadas para reflejar la relación entre la potasificación y la propilitización no corresponden con la variación de los valores de oro. Teniendo en cuenta que la principal entrada de oro estuvo relacionada con la alteración de silicato Na-Ca (propilítica) se puede interpretar este resultado de diferentes maneras:

(i) La alteración de silicato de Na-Ca no ha borrado la huella composicional de la alteración potásica, lo que resulta evidente en las observaciones petrográficas.

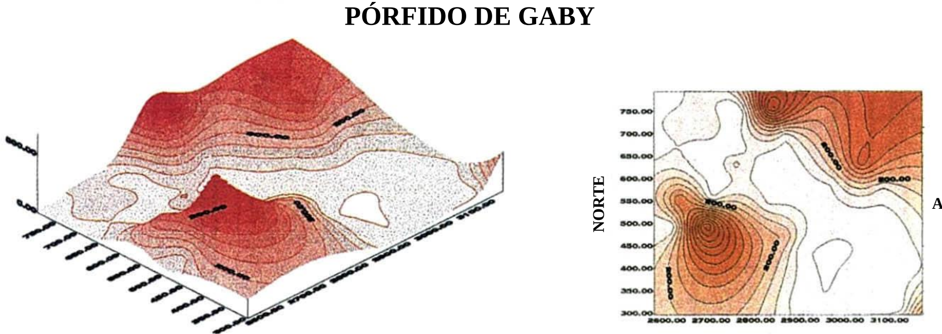
(ii) La mineralización acompañada de propilitización está localizada preferencialmente en las zonas más afectadas anteriormente por la alteración potásica.

(iii) La alteración de silicato-K intensa en las brechas ortomagmáticas sugiere co-localización con el oro. Esto podría significar que las zonas previamente enriquecidas en biotita secundaria tienen más potencial aurífero.

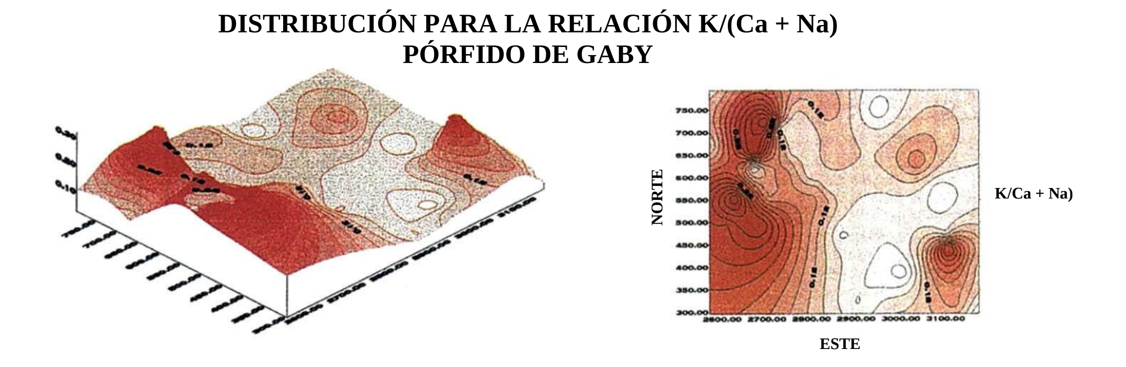
DISTRIBUCIÓN DEL ELEMENTO ORO
PÓRFIDO DE GABY

NORTE
Au
ESTE

DISTRIBUCIÓN PARA EL ELEMENTO ARSÉNICO
PÓRFIDO DE GABY



DISTRIBUCIÓN PARA LA RELACIÓN K/(Ca + Na)
PÓRFIDO DE GABY



DISTRIBUCIÓN PARA LA RELACIÓN Rb/(Sr)
PÓRFIDO DE GABY

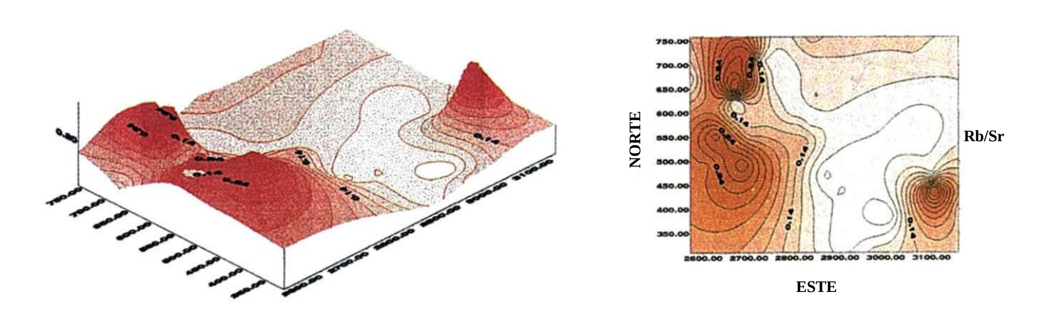


Figura 5.8 Distribución gráfica de Au, As y las relaciones K/(Ca + Na) y Rb/Sr a un nivel de 325 ± 25 msnm, parte norte del pórfido Cu-Au de Gaby, Campo Mineral Ponce Enríquez

5.5.4.7 Paragénesis: Las vetas del "stockwork" desarrolladas dentro del pórfido presentan la magnetita en primer lugar en la paragénesis, pero en las brechas hidrotermales su deposición coincide con la calcopirita y la pirrotina. Si la magnetita está encerrada por la pirita, invariablemente la magnetita incluye pirrotina.

Las relaciones entre la pirita y la pirrotina varían en la asociación de la etapa 2, y ambos minerales pueden ser previos a la brechificación hidrotermal. Sin embargo, mientras la pirita se deposita en la etapa 3, no se encuentra pirrotina tardía.

La bornita está normalmente asociada con la calcopirita y la pirrotina de la etapa 2, pero puede ocurrir tardía en la paragénesis de las brechas hidrotermales y, localmente, está asociada con la arsenopirita y/o la esfalerita.

La arsenopirita euhedral y, a veces, en forma de hojas está presente mayormente en las vetillas tardías del "stockwork" (etapa 3) y está comúnmente asociada con la calcopirita, pirita, bornita, esfalerita y el oro. También puede encontrarse en forma de diseminaciones con pirita esquelética en las rocas encajantes. La arsenopirita euhedral situada en las vetillas normalmente está libre de inclusiones, pero hay ejemplos de inclusiones de ganga, galena, calcopirita y pirrotina (Foto 5.5). Puede tener sobrecrecimientos de calcopirita.

La esfalerita es una fase tardía (etapa 3) que se encuentra normalmente en las brechas hidrotermales. En esta brecha se pueden encontrar dos generaciones de esfalerita: una temprana con cuarzo y otra más tardía con carbonatos. La esfalerita aparece localmente como inclusiones en la calcopirita.

La galena está asociada con la esfalerita, calcopirita, pirrotina y arsenopirita. Normalmente se encuentra como inclusiones en estas fases, pero también hay sobrecrecimientos de galena sobre esfalerita y arsenopirita y evidencias de reemplazamiento de arsenopirita.

La baritina se presenta en las vetillas del "stockwork" junto a las paredes como una fase temprana, comúnmente con pirita. En algunos casos está parcialmente remplazada por calcita y cuarzo tardío. Como fase temprana no se ha encontrado en las brechas hidrotermales. El Ba sustituye por, y ocupa, los espacios moleculares del K y parece que la propilitización del pórfido previamente biotitizado ha causado la exsolución del Ba durante el reemplazamiento de la biotita/flogopita por la clorita intermedia.

La turmalina puede aparecer en cualquier lugar dentro de la paragénesis. Está asociada con biotita/flogopita y cuarzo en el reemplazamiento de la hornblenda durante la fase temprana de alteración potásica; está presente en los frentes de propilitización de la asociación potásica y en las vetillas con epidota y clorita y, también dentro de la matriz de las brechas hidrotermales con cuarzo y carbonato intersticial. Hay sobrecrecimientos de turmalina sobre la sericita proveniente de plagioclasa.

El oro está presente en forma nativa, en granos de <100 mm y está asociado principalmente con la arsenopirita (en fracturas), pero también se encuentra como inclusiones dentro de la pirita y calcopirita (Foto 5.6). La relación entre el oro y la calcopirita es un poco ambigua. La muestra GBY-45 fue analizada con microsonda electrónica resultando que el oro es electrum (ca. 30% de Ag). También se ha citado la presencia de granos de argentita (Ag_2S). Estas observaciones han sido resumidas en el esquema paragenético modificado en la Fig. 5.9.

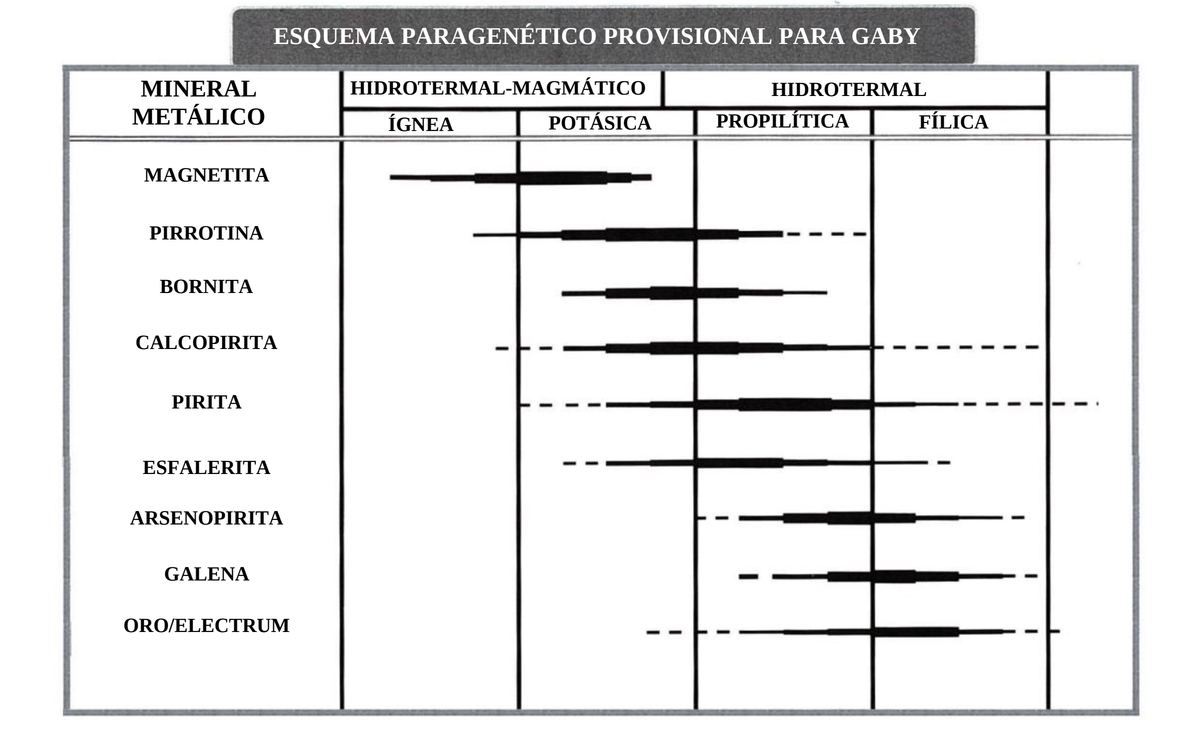


Figura 5.9 Esquema paragenético de los minerales económicos en el pórfido Cu-Au de Gaby, Campo Mineral Ponce Enríquez

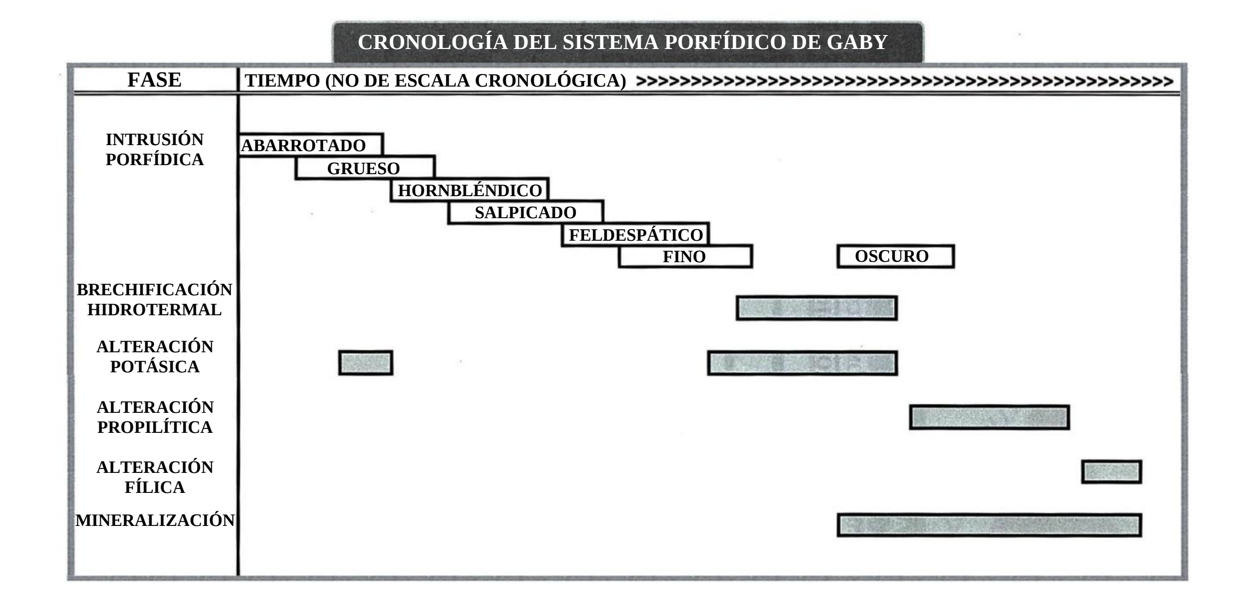


Figura 5.10 Cronología del sistema porfídico de Gaby, Campo Mineral Ponce Enríquez, modificado de Sillitoe (1996)

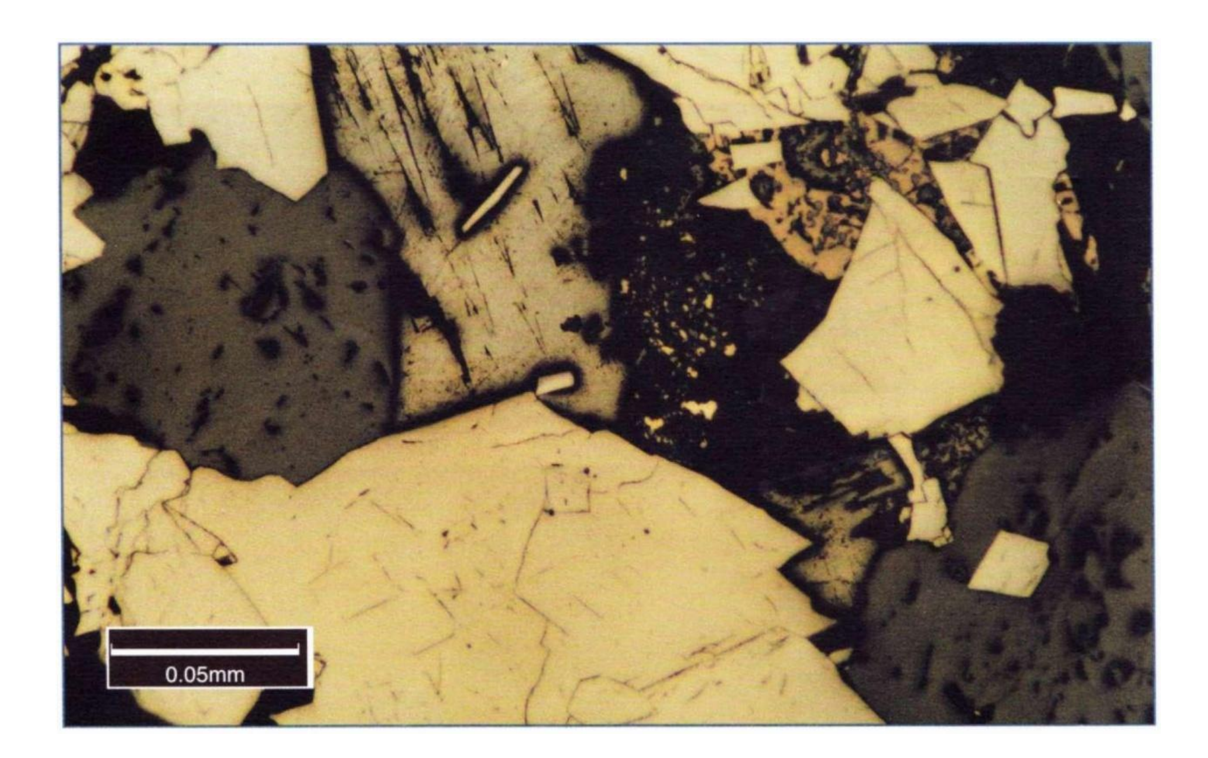


Foto 5.5 Microfotografía en luz reflejada de relleno sulfídico de brecha hidrotermal que muestra una asociación de arsenopirita y esfalerita con un relleno más tardío de galena, calcopirita y menor esfalerita. Sondaje GD-001 , profundidad 271.8 m (muestra GBY-16), Pórfido de Gaby, Campo Mineral Ponce Enríquez

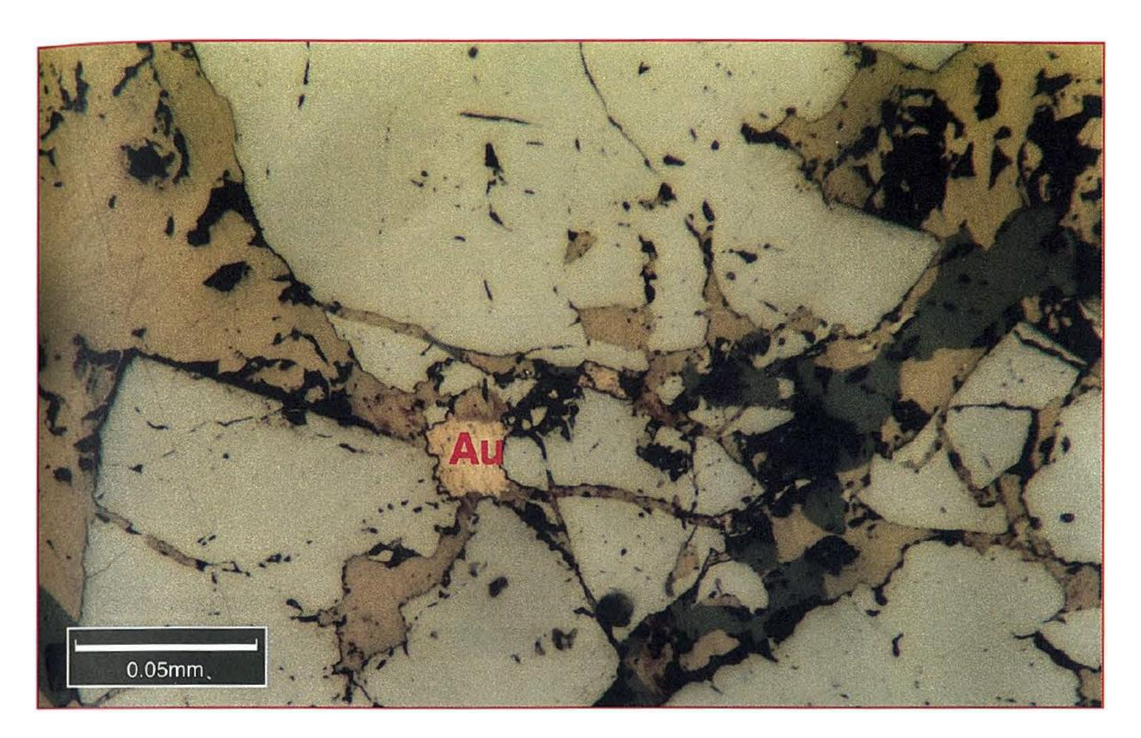


Foto 5.6 Microfotografía en luz reflejada de una vetilla de sulfuro con pirita rodeada, fracturada y rellenada por calcopirita y esfalerita. Nótese la chispa de oro (20 mm diám.) alojada dentro de la calcopirita. Sondaje GBY-003, profundidad 318.7 m (muestra GBY-45), P6rfido de Gaby, Campo Mineral Ponce Enríquez.

5.5.5 Estructura

Las fallas regionales que localmente marcan el límite entre terrenos (ej. la Falla Bulubulu, a lo largo del borde Este de la Unidad Pallatanga) tienen, predominantemente, direcciones NE-SW y NNE-SSW. Tanto los criterios obtenidos del desplazamiento de las unidades litológicas, como las asimetrías de las estructuras S-C, indican un movimiento dextral en dirección. La línea de sutura marcada por la Falla Bulubulu tiene una edad Cretácico Superior (Campaniense).

El campo mineral de Ponce Enríquez está fragmentado por fallas de dirección NW a escala de distrito; el sector Gaby-Bella Rica está bordeado por las fallas Margarita por el SW y Río Tenguel por el NE (Figs. 5.1 y 5.2). Estas fallas son esencialmente de edad cenozoica, pero han sido reactivadas periódicamente y dan lugar a pronunciadas expresiones geomorfológicas. La Falla Margarita separa los Basaltos de Bella Rica (Cretácico Inferior alto) de la Unidad Pallatanga, de los sedimentos del Cretácico Superior de la Unidad Yunguilla, situados al Sur. Dadas las edades relativas de estas unidades yuxtapuestas, se habría producido una bajada neta del bloque Sur. El plano de falla es subvertical y según la Misión Belga (1996) tiene un sentido de movimiento dextral-normal. Este sentido de movimiento de la Falla Margarita no es coherente con el par de esfuerzos resultante del movimiento dextral en dirección de las fallas regionales. Se sugiere que la cinemática dúctil-frágil observada puede estar relacionada con movimientos durante el Cenozoico inferior, similares a los de las fallas Piñas y Puente Busa-Palestina, de rumbo NW-SE, en el distrito de Portovelo (Van Thournout et al., 1996); estas mismas estructuras pueden haber sido reactivadas en un sentido de movimiento lateral-izquierdo con posterioridad (post-Oligoceno).

Se ha identificado en el lecho del Río Villa, próximo a la Mina Millonario, una zona de brecha tectónica subhorizontal (buzamiento 15-26° al SW/SSW y 1.5 m de espesor) en la roca volcánica de caja del pórfido Gaby que, probablemente, indica una fase inicial de corrimiento. Tiene el aspecto de una brecha silicificada con paquetes de roca altamente foliada y zonas de arcilla milonítica. Mientras que la roca esquistosa indica una fase de movimiento dúctil-frágil temprana, la brechificación y el sistema de fallas anastomosantes dentro de las zonas tectonizadas y los criterios cinemáticos de las zonas de deslizamiento de los enclaves de techo, indican una fase de movimiento más tardía, con una componente normal asociada al desarrollo de “stockworks”. Esta fase extensional de movimiento está relacionada con el abombamiento en forma de domo de los materiales volcánicos dispuestos sobre el pórfido; esta forma se confirma con el buzamiento radial hacia fuera de los materiales volcánicos desde el centro de la intrusión principal. Los lentes de sulfuros masivos de grano fino dentro de la zona indican movimientos contemporáneos a la mineralización.

La Falla Río Guanache, de dirección E-W e inclinada subverticalmente hacia el Sur, controla el curso del río del mismo nombre y separa dos dominios fundamentales de diferente nivel estructural dentro del Distrito Minero de Ponce Enríquez. Una componente normal de desplazamiento, posterior a la mineralización, ha bajado oblicuamente el bloque Bella Rica-Mollopongo respecto del bloque Guadalupe-Muyuyacu, situado al Norte. El grado de denudación del sistema porfídico en la concesión Gaby es por tanto considerablemente mayor que en el área de Papa Grande-Bella Rica. La zona de falla (1.5 metros de ancho) está expuesta en el lecho de un desfiladero del río donde estructuras S-C indican movimientos oblicuos lateral-izquierdos, confirmados por la geometría de pequeños dúplexes extensionales y "releasing bends" a lo largo de fallas subsidiarias. El sentido de movimiento en dirección de esta falla está aún por determinarse, pero podría parecer que el pórfido Gaby del lado Norte de la falla, ha sido desplazado sinistralmente respecto del pórfido Papa Grande al Sur. Situar los pórfidos Gaby y Papa Grande para que puedan coincidir, implica un desplazamiento lateral de 1.0-1.3 km. El Sistema de Fallas del Río Jubones, de dirección Este en la ciudad de Pasaje, yuxtapone los Basaltos Bella Rica con el Complejo Metamórfico de El Oro, también muestra evidencias de movimiento en dirección sinistral (Pratt et al., 1997). La mineralización de cuarzo-ankerita-pirita dentro de la zona de falla, y el emplazamiento de un dique de pórfido feldespático y vetas paralelas a la zona de falla indica su actividad durante la etapa tardía de intrusión y mineralización.

Otras fallas transversales:

(i) Falla Guanache (según la Misión Belga) que coincide con una de los afluentes en la parte superior del curso del río Guanache, de dirección E-W a WNW-ESE e inclinada al Norte entre 50 y 80°. Es paralela a la Falla Río Guanache y tiene el mismo sentido de movimiento. La veta-falla de la Mina Eloy Calderón está ubicada en esta estructura.

(ii) Falla los Ratones, en el sector minero de Bella Rica, con dirección NE-SW e inclinación subvertical (60-90°) al NW. Dentro de la Mina Orominas esta banda de deformación tiene al menos 6 m de anchura. La falla mineralizada en el campo minero de Muyuyacu, unos 2 km al NE de Bella Rica, podría ser una continuación de esta estructura.

(iii) Falla del Río 9 de Octubre, con la misma orientación que la Falla los Ratones, puede ser trazada hacia el Noroeste a favor de los desplazamientos de fallas de dirección NW y de la Falla Guanache hasta la Quebrada Muyuyacu, en el complejo porfídico de Papa Grande. Esta falla está inclinada hacia el SE.

(iv) Falla Pueblo Nuevo, perfilada por la Misión Belga (1996) gracias a la evidencia de pequeñas fallas y vetas paralelas de dirección E-W. Parece ser una terminación ramificada de la Falla los Ratones.

Además de estas, hay un grupo de fallas menores sin nombre, de dirección NNE e inclinación al NW a lo largo de las cuales se han emplazado diques de pórfidos (ej. Río Nueve de Octubre y Quebrada Limpiadora). Estas fallas están truncadas por todas las demás y han sido consideradas previas al episodio mineralizante.

Existe también un grupo de fallas longitudinales, que contienen los sistemas de vetas mineralizadas o son paralelas a ellas, comprenden:

(i) El Sistema de Fallas Tres de Mayo, está localmente mineralizado, y tiene dirección N-S, buzando hacia el Este. Está cortado y desplazado por fallas transversales. La falla principal está considerada como ligeramente lístrica y presenta estructuras de segundo orden mineralizadas en el bloque levantado que se abren en abanico hacia arriba. En planta (Mapa Geológico: Misión Belga, 1996) se puede ver como estas estructuras de segundo orden se abren en abanico hacia el Sur en la vecindad de la Falla los Ratones. La configuración de las fallas-vetas forma un abanico extensional imbricado o un dúplex. Los escasos indicadores cinemáticos y datos de lineaciones existentes indican movimientos dextrales-normales. No obstante, la interpretación cinemática de este sistema de fallas se ve complicada por la reactivación post-mineralización.

(ii) Las fallas de dirección NW, ligeramente mineralizadas y que generalmente buzan al NE. En el sector de Bella Rica estas estructuras están indisolublemente ligadas al sistema de vetas. Localmente se nota que el juego principal de vetas mineralizadas de rumbo más al Norte está cortado por estas estructuras. En el sector Guadalupe las fallas de dirección NW han controlado la mineralización, alineamiento y geometría de los cuerpos de Pórfido feldespático. En el sector Mollopongo estas mismas fallas cortan y desplazan a grupos de fallas de dirección Noreste, pero están a su vez cortadas por las fallas de dirección E-W.

(iii) El sistema de vetas mineralizadas de dirección NNW que se extiende por unos 3 km al Sur de la Falla Río Guanache y alcanza una máxima anchura de ca. 1.3 km, en el sector de López Alto-Bella Rica (ej. Orominas). La dirección individual de las vetas varía entre N-S y WNW-ESE, pero manteniendo un buzamiento hacia el Este predominante (28-82°). Al Norte de la Falla Río Guanache las vetas mineralizadas son relativamente escasas y la mayoría están dentro de los pórfidos (ej. Río Villa) o están asociadas con las zonas de contacto de los pórfidos (ej. Sistema de Vetas Tama). La mayoría tienen dirección N-S y son verticales o con una inclinación subvertical hacia el Este. En la vecindad del complejo porfídico de Papa Grande y Brecha Cuy se nota que algunas vetas tienen un rumbo más E-W subparalelo a los contactos y también hay ejemplos de vetas ortogonales (o radiales) que sugiere fracturamiento asociado con el emplazamiento de estos cuerpos.

La mayor concentración de vetas se encuentra en el sector de Bella Rica, donde han sido explotadas más de 12 vetas mineralizadas. Los sistemas de vetas se anastomosan y forman abanicos imbricados (colas de caballo, ej. Orominas, Pueblo Nuevo). También son evidentes, localmente, dúplexes extensionales de escala métrica a decamétrica (ej. Mina Bonanza). Algunas vetas, vistas en planta, muestran inflexiones abiertas en forma de Z (Fig. 5.2; Mapa Geológico: Misión Belga, 1996). Los escasos y, de algún modo, equívocos criterios cinemáticos indican un sentido de movimiento oblicuo dextral-normal. Sin embargo, no hay buena evidencia de movimiento de componente lateral significativo (ej. lineaciones de espejo de fricción subhorizontales). El hecho de que las vetas muestren dilatación en las partes más empinadas indica que el movimiento es dominantemente de sentido vertical (normal).

5.5.6 Mineralización de exocontacto

5.5.6.1 Sistemas de vetas epi-mesotermales: A efectos comparativos la mineralización en vetas ha sido dividida en cinco áreas principales (Fig. 5.2 y Tabla 5.2). Éstas son:

(i) Bella Rica, que es actualmente el principal centro de explotación y donde la mineralización se presenta en volcanitas basálticas en un rango vertical comprobado de 800 metros. Estos depósitos en vetas fueron el objetivo de un estudio intensivo de la Misión Belga durante el periodo 1994-1996.

(ii) Muyuyacu, que está situada a 2 km al NE de Bella Rica, a una elevación similar y con rasgos prácticamente idénticos. Estas vetas están más alejadas de cualquier afloramiento conocido del pórfido.

(iii) Papa Grande y Mollopongo, situadas al Norte de Bella Rica y a una elevación intermedia. Estas vetas están próximas al complejo de pórfidos, pero no dentro del mismo.

(iv) Guadalupe, que comprende esencialmente las áreas bajas situadas al Oeste y Suroeste del Pórfido de Gaby (valles de los ríos Guanache y Villa). Estos depósitos están asociados con, o alojados en, diques de pórfido de plagioclasas.

(v) Gaby, donde las vetas del último estadio controladas por fallas, o fracturas maestras, cortan el 'stock' porfídico de hornblenda. Éstas son diferentes de las de la mineralización temprana en "stockwork". En la Fig. 5.10 se ofrece la paragénesis completa.

La evaluación de la variación espacial en el estilo de mineralización y la asociación de metales del área de Bella Rica fue subdividida en cuatro bloques limitados por fallas, una forma de acercamiento similar a la tomada por la Misión Belga (1996). Dentro de cada sub-área estructural los estilos de las vetas, los rasgos de la alteración, la mineralogía, las relaciones paragenéticas y los contenidos en metales fueron comparados para elevaciones muy diferentes. Esto constituye un refinamiento del trabajo de los belgas, que sólo tomaron en cuenta la variación vertical por defecto. Los datos se presentan en la Tabla 5.3. La siguiente descripción estará dedicada principalmente a resumir los rasgos más sobresalientes.

La principal asociación mineral comprende principalmente pirita y pirrotina, con cantidades menores de calcopirita y arsenopirita, localmente con trazas de bornita, esfalerita, galena, molibdenita y tennantita. También se han encontrado sulfosales de Sb (tetraedrita, jamesonita) y teluros de Bi, Pb y Ag (estannita, discrasita y altaíta). La magnetita, hematita y marcasita pueden estar presentes localmente en el protomineral. Sólo como excepción hay oro visible en muestra de mano y es más frecuente verlo en el material oxidado, tipo 'gossan' en las elevaciones más altas. Los minerales secundarios de cobre que se han observado incluyen cobre nativo, cuprita, calcosina, covelina, digenita, malaquita y crisocola. La asociación mineral de la ganga está dominada por el cuarzo, acompañado localmente por carbonatos (calcita y siderita), barita, clorita, clorita, epidota, turmalina y/o sericita/moscovita y minerales de arcilla. La sílice calcedónica y la esmectita pueden estar presentes adicionalmente en el último evento de vetas epitermales.

La paragénesis perfilada por la Misión Belga (1996) está basada en tres estadios principales cuyas características minerales son:

(i) Cuarzo + pirita.

(ii) Cuarzo + pirrotina + calcopirita + oro.

(iii) Cuarzo + marcasita + hematita

Tabla 5.2 Comparación de las características mineralógicas, texturales y geoquímicas de la mineralización vetiforme en sectores del campo minero Bella Rica

Subdistrito	Entorno Geotectónico	Sectores Minas	Rango de elevación (msnm)	Estructura y textura de la mineralización	Alteración de la roca de caja	Asociaciones de la ganga	Minerales económicos	Paragénesis (minerales de mena)	Características metalíferas	Comentarios
Bella Rica	Mineralización en estructuras extensionales dentro lavas y hialoclastitas basálticas. Sectores de Guanache alto y López Bajo son próximos al techo del pórfido e intruidos por diques	Bella Rica López Alto Guanache Alto Pueblo Nuevo	650-1100	Veteado masivo y semi-masivo bandeado multifase; fases tempranas cizalladas y brechificadas; fases tardías incluyen texturas de peine, coloformes y drusas.	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	1. Cuarzo fino 2. Varias fases de cuarzo + carbonato ± clorita ± esmectita ± turmalina y/o caolín 3. Calcedonia ± carbonato/arcilla	Mayor: py, pirr Menor: cp, asp, (mgt) Traza: spl, bn, tel, Au Secundario: cris, ma Cu, OXFe	1. pirr (alt. a py) 2. pirr + cp + py ± asp 3. pirr + asp + cp ± py ± Au 4. py + asp ± cp ± Au 5. py ± asp ± marc	Au: 2.6 a > 25 g/t Cu: <1.3 % (máx. 4.4 %) Au/Ag: 0.05-16 As: 0.003 > 1% Bi: < 0.12% Anom: Te, Zn, Pb, Sb, Ag	Bi < 100 ppm en general Valores altos de Cu en el Sector Guanache El oro está alojado en pirita, pirrotina o con arsenopirita
		López Bajo (Tres de Mayo)	200-650	Caracterizado por stockworks, vetas bandeadas lenticulares y zonas de vetillas. Texturas epitermales en las fases tardías poco comunes y ausentes	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	1. Cuarzo ± feldespato-K 2. Cuarzo dominante con carbonato ± barita ± clorita ± esmectita ± turmalina ± epidota 3. Cuarzo o carbonato +arcilla	Mayor: py (pirr) Menor: pirr, cp, asp Traza: bn, mo, mgt Secundario: cc, ma	1. py ± asp ± cp (caja) 2. pirr (alt. a py + mgt) 3. pirr + cp ± py 4. cp + asp ± py ± spl 5. py ± marc	Au: 0.1-16 g/t; Cu: <0.67% Au/Ag: 0.002-16 As: 0.001 > 1 % Bi: <550 ppm Anom: Te, Zn, Cd, Sb, Mo	
Muyuyacu	Parecido a Bella Rica en los sectores más distales del pórfido		750-1050	Veta-brecha de sulfuros masivos y semi-masivos con relleno de carbonato y menor cuarzo (localmente drusiforme)	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	1. Cuarzo (con sulfuros) 2. Cuarzo claro euhedral 3. Carbonato grueso	Mayor: pirr (py) Menor: asp, py, cp Traza: Au Secundario: lim, goet	1. py 2. pirr + cp + py 3. asp + cp	Au: 0.06 a > 25 g/t Cu: <0.43% Au/Ag: 0.3-13.4 (Av. 4.8) As: <0.5 %; Bi: < 140 ppm Anom: Te, Zn, Cd & Sb	Bi y Te están mayormente bajo el límite de detección. Oro alojado en pirrotina y arsenopirita
Papa Grande y Mollopongo	Mineralización exógena relacionada con el techo del pórfido de Papa Grande sur de la Falla Río Guanache Fases de intrusión pre-, intra- y final-mineral. Diatrema post-mineral	Ávila Armijos	800-950	Veta-brecha de sulfuros bandeados y semi-masivos con relleno de carbonato y cuarzo Vetas de cuarzo (localmente drusiforme). Algo de stockwork	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	1. Cuarzo con microcizallas rellenadas con carbonato, clorita y esmectita 2. Cuarzo ahumado ± turmalina 3. Cuarzo puro de grano grueso	Mayor: py Menor: cp Traza: tel, bn Secundario: ma, cov, lim, jar	1. py ± cp 2. py ± cp	Au: 0.6-17 g/t Cu: 0.03-0.21 % Au/Ag: 0.13-4.3 As: >0.06 %; Bi: < 50 ppm Anom: Ba, Mo	Alteración potásica (biotita/flogopita) solamente en Ávila (800m)
		Cuy	600-840	Chimenea de brecha hidrotermal (en parte magmática) con vetillas de stockwork, diseminaciones y rellenos de brecha intersticiales (localmente semi-masivas)	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Cuarzo, turmalina, biotita, actinolita, clorita, sericita, illita, esmectita y carbonato	Mayor: py, pirr Menor: cp, mgt, asp Traza: Au	1. py ± mgt 2. pirr ± cp 3. cp ± asp ± Au	Au: 1.2-6.7 g/t Cu: 0-0.67% Au/Ag: 0.03-3.0 As: <0.17%; Bi: < 550 ppm Anom: Te, Zn, Cd, Sb, Mo	
Guadalupe	Cuerpos y diques tardíos del pórfido tonalítico de feldespato ± hornblenda controlados estructuralmente. Mineralización exógena en los basaltos y relacionada con fallas post-intrusivas	Guanache Bajo	150-300	Veta de brecha con fragmentos de roca alterada y cuarzo de veta dentro de matriz de milonita arcillosa	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Cuarzo, menor carbonato y minerales de arcilla	Mayor: py Menor: cp, pirr Traza: spl, gn	No determinado	Au: 22 g/t; Ag: 42.6 g/t Cu: 0.82 %; Pb: 0.08 % Au/Ag: 0.37-2.0 As: < 0.03 %; Bi: < 50 ppm Anom: Te, Zn, Sb, Hg, Mo	Caracterizado por valores altos de Ag, Pb y Zn
		Rio Villa	100-150	Veteado semi-masivo, bandeado multifase y fallas argilizadas Texturas de peine y coloformes (rellenos de espacios abiertos)	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Cuarzo, carbonato (en hojas), minerales de arcilla, sericita y pirofilita	Mayor: py, (cp) Menor: cp, mgt, pirr Traza: asp, spl, ten	1. py (coloforme) 2. py (euhedral) + cp 3. pirr + cp + spl + asp + py + ten + Au	Au: 1.2 a > 25 g/t Cu: 0.17-0.84 % Au/Ag : 0.25-3.6 As: <0.01%; Bi: < 350 ppm Anom: Te, Zn, Sb, Ba, Mo	Oro entrecrecido con py euhedral y en inclusiones dentro de py fina
Gaby	Pórfido tonalítico a cuarzodiorítico de hornblenda con mineralización endógena (Au-Cu-Mo) en facies del techo	Santa Mónica El Tromel	50-600	Chimeneas y diques de brecha hidrotermal, stockworks de vetillas multifase (sulfuro masivo hasta bajo contenido de sulfuro); vetas decimétricas semi-masivas (rellenos de espacios abiertos) y diseminaciones	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG TURM	1. Biotita + cuarzo ± turmalina 2. Cuarzo + turmalina + clorita + actinolita + albita + epidota 3. Cuarzo + carbonato + actinolita ± epidota 4. Cuarzo + carbonato	Mayor: pirr, (py) Menor: py, cp, asp, (mo, spl) Traza: mo, bn-spl, gn & Au	1. mgt 2. pirr + py + cp ± mo ± bn 3. py + cp + pirr + mo ± bn ± spl ± asp ± gn + Au 4. asp + py + cp + gn + Au ± spl	Au: 0-8.4 (máx. 40 g/t) Cu: 0.01-0.50 % (0.12 %) Au/Ag: 0.015-1.3 As: < 2.0 % Anom: Ag, Zn, Mo, (Pb)	Algo de magnetita introducida con los sulfuros en etapa 2

LEYENDA

Alteraciones: POT = Potásica; PROP = Propilítica; CARB = Carbonatización; SILC = Silicificación; FÍL/ARG = Fílica/Argílica; TURM = Turmalinización

Minerales: py = pirita; pirr = pirrotina; cp = calcopirita; mo = molibdenita; bn = bornita; asp = arsenopirita; ten = tennantita; spl = esfalerita; gn = galena; mgt = magnetita; marc = marcasita; tel = teluros; Au = oro nativo; Cu = cobre nativo; cc = calcosina; cov = covelina; ma = malaquita; cris = crisocola; lim = limonita; goet = goetita; jar = jarosita; OxFe = óxidos de hierro

Tabla 5.3 Comparación de las características mineralógicas, texturales geoquímicas de la mineralización vetiforme en sectores del campo minero Bella Rica

Subdistrito	Entorno Geotectónico	Sectores Minas	Rango de elevación (msnm)	Estructura y textura de la mineralización	Alteración de la roca de caja	Asociaciones de la ganga	Minerales económicos	Paragénesis (minerales de mena)	Características metalíferas	Comentarios
Guanache	Parte septentrional del campo minero en proximidad con el techo del pórfido e intruido por diques	Cristo del Oro Montalvinos	820	Vetas masivas bandeadas y con cavidades drusiformes	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Cuarzo con carbonato menor intersticial ± turmalina	Mayor: py, (cp) Menor: cp, asp Traza: spl, bn	1. py + asp 2. cp	Au: 1.5-5.5 g/t Cu: 0.17-4.4 % Au/Ag: 0.05-1.0 As: 0.02 %; Bi: 100 ppm Anom: Te, Zn, Pb & Ag	Pirita de grano muy fino (fase temprana) probablemente resultado de reemplazamiento
		Arturo Quezada La Perla	620	Stockwork de vetillas Relleno grueso de vetas; cavidades raras	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Cuarzo dominante con carbonato, barita y esmectita menores ± turmalina	Mayor: py Menor: pirr, cp, asp Traza: bn, mo, mgt Secundario: hem	1. py ± asp 2. cp 3. pirr	Au: < 16 g/t Cu: 0.05-0.44 % Au/Ag: 0.002-16 As: < 0.1 % Bi: <200 ppm Anom: Te, Zn. Sb, Mo	Por lo menos tres fases de vetillas de stockwork
Bella Rica	Parte central-oriental del campo minero	Primavera Trébol	1070 980	Veteado masivo bandeado multifase; localmente cizallado y triturado Textura coloforme y con cavidades drusiformes	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Fase 1: cuarzo fino temprano Fase 2: cuarzo y carbonato de grano grueso y clorita menor Fase 3: calcedonia/sílice fino con carbonato menor, tr arcilla	Mayor: py, pirr Menor: cp, asp Traza: marc, bn, Au	1. pirr 2. py (alt) 3. pirr + cp ± py ± Au 4. py ± asp ± Au	Au: 14 a > 25 g/t Cu: 0.15-0.5 % Au/Ag: 4.0-16 As: <0.1 %; Bi: < 60 ppm Anom: Te & Mo (raro)	Varios estadios de crecimiento de py Au alojado en pirita y en pirrotina tardía
		Manantial	780	Vetas masivas bandeadas con las fases tempranas cizalladas Ramificación posterior de las vetillas; diseminaciones	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Varias fases de carbonato ± cuarzo, esmectita y caolín Localmente algo de turmalina	Mayor: py, asp Menor: pirr, cp	1. py ± pirr 2. asp + cp 3. py + asp + cp	Au: 4-9 g/t Cu: 0.05-0.1 % Au/Ag: 2.6-3.6 As: >0.4 %; Bi: < 100 ppm Anom: Te & Sb (raro)	
López	Parte central-occidental del campo minero	Bonanza	680	Veteado multifase complejo; fases tempranas cizalladas seguidas de relleno grueso con textura de peine	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Varias fases de cuarzo + carbonato ± clorita menor. Cuarzo grueso cizallado y fracturado con rellenos de esmectita, clorita, calcedonia, caolinita y op	Mayor: pirr, asp Menor: cp, py, spl Traza: bn, tel, Au	1. pirr + cp + py 2. cp + asp 3. pirr + asp ± cp + py 4. py ± asp ± cp	Au: 7 a > 25 g/t Cu: 0.3-1.3 % Au/Ag: 0.16-4.6 As: > 1 %; Bi: 0.01-0.12 % Anom: Te, Pb, Zn, Sb	La arsenopirita temprana está fragmentada Oro en el contacto pirrotina-cuarzo
		Orominas	360	Veteado multifase complejo; fases tempranas brechificadas cavidades drusiformes. Zona de stockwork de vetillas	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Fase 1: cuarzo ± feldespato K (alterado a arcilla) Fase 2: cuarzo y carbonato ± epidota ± clorita Fase 3: carbonato	Mayor: pirr, (py) Menor: mgt, cp, py Traza: bn, spl, asp Secundario: cc, ma, cov, goet	1. pirr 2. py + mgt 3. pirr + cp + py 4. cp + spl + asp	Au: 0.3 a > 25 g /t Cu: 0-0.67 % Au/Ag: 0.03-3.0 As: < 0.17 %; Bi: < 550 ppm Anom: Te, Zn, Cd, Sb, Mo	
Pueblo Nuevo	Parte meridional del campo minero en el bloque al sur de la Falla Los Ratones. Indicios de proximidad con el techo del pórfido solamente en los niveles más bajos	Pueblo Nuevo	810 710	Veteado multifase complejo; fases bandeadas y semi-masivas tempranas brechificadas; texturas de peine y cavidades de drusa	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Fase 1: cuarzo fino y carbonato Fase 2: cuarzo euhedral y carbonato menor con sulfuros Fase 3: carbonato y calcedonia Fase 4: carbonato	Mayor: pirr, (asp) Menor: py, cp, asp Traza: bn, Au	1. pirr + cp ± bn 2. pirr + cp + py + spl + asp 3. asp + cp + py ± spl 4. py	Au: 3.4 a > 25 g/t Cu: 0.05-2.6 % (Av 0.8%) Au/Ag : 0.5 a > 13 As: 0.01-4%; Bi: < 130 ppm Anom: Te, Zn, Cd, Sb, Hg	Au en la ganga de la Fase 2
		Liga de Oro	320	Veteado multifase bandeado con cuarzo; último estadio euhedral Zonas de stockwork de vetillas y fracturas mineralizadas	PROP CARB SILC POT FÍL/ARG	Fase 1: cuarzo fino y sericita Fase 2: cuarzo y carbonato con clorita, sericita, barita, esmectita y sulfuros Fase 3: cuarzo + op intersticial	Mayor: pirr, (py) Menor: cp, bn, asp Traza: spl, marc	1. py ± cp (huésped) 2. pirr + cp ± py 3. pirr + cp + py + otros 4. py (en fracturas)	Au: 0.1-4.1 g/t Cu: < 0.3 % Au/Ag: 0.37-2.0 As: < 0.05 % ; Bi < 60 ppm Anom: Te & Mo	

LEYENDA

Alteraciones: POT = Potásica; PROP = Propilítica; CARB = Carbonatización; SILC = Silicificación; FÍL/ARG = Fílica/Argílica; TURM = Turmalinización

Minerales: py = pirita; pirr = pirrotina; cp = calcopirita; mo = molibdenita; bn = bornita; asp = arsenopirita; ten = tennantita; spl = esfalerita; gn = galena; mgt = magnetita; marc = marcasita; tel = teluros; Au = oro nativo; Cu = cobre nativo; cc = calcosina; cov = covelina; ma = malaquita; cris = crisocola; lim = limonita; goet = goetita; jar = jarosita; OxFe = óxidos de hierro

No obstante, se ha observado que mientras varias de las fases metálicas accesorias (arsenopirita, esfalerita, tetraedrita) fueron introducidas durante el estadio 2, su posición en la paragénesis de la veta puede, aparentemente, variar. Algunas de estas variaciones pueden ser explicadas en términos de subgrupos dentro del estadio 2.

Estimaciones geotermométricas realizadas usando los pares calcopirita-esfalerita, calcopirita-pirrotina y calcopirita-tetraedrita, así como las composiciones de la esfalerita, parecen caer todas en el rango de 350-550°C el cual sitúa claramente esta mineralización en el régimen mesotermal (Misión Belga, 1996). Sin embargo, hemos observado texturas coloformes, cavidades drusiformes y texturas de peine, con terminaciones de cuarzo que tienden a sugerir que al menos el tercer estadio de la paragénesis de Bella Rica tuvo lugar bajo condiciones epitermales (<300°C).

Las muestras BR-6 y BR-39 fueron analizadas con microsonda electrónica. El oro en BR-6 aparece dentro de los sulfuros y tiene generalmente 15-20% de Ag, pero un grano de una veta de carbonato rodeando a los sulfuros contiene 27% Ag. El oro de BR-39 aparece, de nuevo, principalmente dentro de los sulfuros y está también en gran medida dentro del rango 16-20% de Ag; pero un par de pequeños granos de una fractura frágil a través de un cristal de cuarzo, tienen solamente 5% de Ag. Se ha concluido que la mayoría del oro de Bella Rica contiene menos Ag que el de Gaby.

Aunque los movimientos de bloques por fallas post-mineralización pueden haber modificado las elevaciones relativas de los diferentes sectores mineros, se considera que éstos no han sido lo suficientemente grandes como para tener un efecto apreciable en las características verticales en un intervalo de 700-800 metros.

Las observaciones son:

(i) El espesor de las vetas varía generalmente entre unos pocos centímetros y 60 cm y raramente exceden de un metro. Mientras que hay un incremento en el número de vetas hacia arriba (comúnmente debido a bifurcación) no se ha observado un cambio apreciable en el espesor promedio ni un ensanchamiento en las elevaciones más altas. Las vetas quedan bastante apretadas lo que es típico de los sistemas mesotermales.

(ii) Las vetas están predominantemente rellenas de espacios abiertos con bandeados multifase complejos (Fotos 5.8 y 5.9). Muestran cuatro fases principales de relleno, aunque en muchas partes solamente se puede distinguir tres:

Fase 1: Cuarzo y sulfuros de grano fino que en los niveles más bajos pueden estar acompañados por cantidades menores de sericita, feldespato K o biotita y turmalina. Se nota que esta fase ha sido cizallada, triturada y/o brechificada en todo el sistema.

Fase 2: Cuarzo grueso con bandas y lentes de sulfuros masivos y semi-masivos bandeados de pirita o pirrotina que están localmente brechificados y recementados.

Fase 3: Caracterizada por texturas típicas de relleno de espacios abiertos con grandes cristales euhedrales de cuarzo y/o carbonato grueso en hojas (texturas en peine y cavidades drusiformes). Los interiores de las drusas están localmente forrados con cristales de pirita o arsenopirita. Las cavidades drusiformes están presentes en todos los niveles, pero incrementa en abundancia a elevaciones más altas y hacia al SSE.

Fase 4: Deposición de calcedonia, carbonato fino y esmectita en fracturas acompañada raramente por pirita, marcasita u óxidos de hierro (Foto 5.11). Solamente se ha visto en los niveles superiores a 600 msnm. Texturas coloformes presentes en las elevaciones más altas.

(iii) La alteración hidrotermal es angosta (<0.5 metros) junto a las vetas individuales. La alteración de silicato-Na-Ca (propilítica) es moderada a fuerte y caracterizada por la clorita intermedia > actinolita > epidota > clorita Fe y está presente de un modo general. La alteración de silicato-K (potásica) está caracterizada por la presencia de biotita y flogopita; es localizada y evidente bajo los 600 metros. Sin embargo, en la proximidad del complejo porfídico Papa Grande se encuentra alteración potásica (Foto 5.12) y localmente turmalinización estrechamente asociadas con las vetas hasta alturas de 850 msnm (Tabla 5.2). La silicificación se intensifica y la carbonatización tiende a disminuir con la profundidad.

(iv) Hay pocos cambios significativos o constantes en la mineralogía de la mena con la elevación, excepto la entrada local de magnetita y molibdenita con la profundidad en el sector Guanache, debido a su proximidad al complejo porfídico de Papa Grande. En general la pirita es más abundante que la pirrotina en las partes más elevadas y en el sector de Guanache. Sin embargo, en el campo minero Muyuyacu, que es de una altitud comparable con el sector Bella Rica, la pirrotina es dominante. Además, predomina la pirita en los sectores de Guanache y Papa Grande y la pirrotina en los sectores meridionales de Bella Rica; esto sugiere que no hay relación aparente con la proximidad a los pórfidos.

(v) Aparentemente no hay mucha variación en la paragénesis genérica de los minerales económicos con la elevación. Además, hay bastante variación interna debido a los diferentes contenidos de minerales, más que a las diferencias temporales. Sin embargo, parece que dentro de los sectores Guanache, Papa Grande y Guadalupe la pirrotina aparece bastante tarde en la paragénesis y postdata a una o dos fases de deposición de pirita + calcopirita ± arsenopirita.

(vi) El análisis de segmentos de vetas del sector Pueblo Nuevo con diferentes asociaciones de minerales indica que ca. 24% del oro fue introducido durante la fase 2 y ca. 76% durante la fase 3 de la paragénesis. El oro está alojado en la pirita, pirrotina y/o arsenopirita (Foto 5.13). También se encuentra el oro aislado en la ganga y localizado a lo largo de los contactos entre la pirrotina y el cuarzo.

La paragénesis de la mineralización vetiforme epi-mesotermal del campo minero Bella Rica se presenta en la Fig. 5.11.

La secuencia de formación de los minerales que aquí se propone es, en términos generales, parecida al esquema presentado por la Misión Belga (1996). La principal diferencia es que el estadio II asociado con la introducción del oro ha sido dividido en dos etapas. La fase 3 de la paragénesis representa la transición entre las condiciones claramente mesotermales de la fase 2 y las condiciones epitermales de la fase 4.

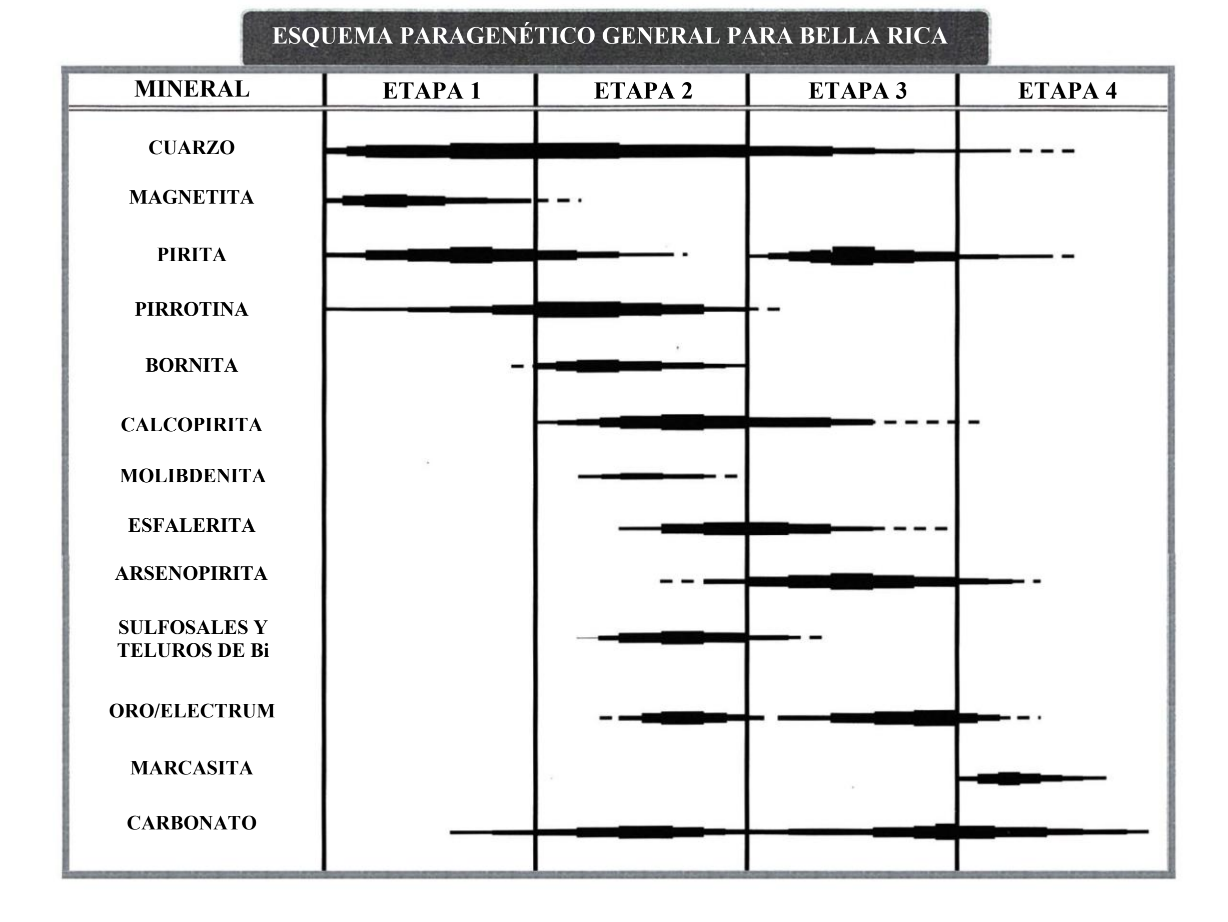


Figura 5.11 Esquema paragenético general para el sistema de vetas de Bella Rica, Campo Mineral Ponce Enríquez

5.5.6.2 Zonación metalogenética: Los contenidos de los metales varían tanto que cualquier generalización sobre la distribución tiene sus excepciones. Los metales anómalos incluyen Au, Ag, Cu, Zn, Pb, As, Sb, Bi, Te y localmente también Pb, Cd y Hg.

La Misión Belga llega a la conclusión que existe efectivamente una relación entre segmentación tectónica y la composición general de las vetas – es decir una zonación a la escala del campo minero determinada, o acentuada, por el tectonismo. Pero hay dificultades por la necesidad de distinguir entre vetas oxidadas y no oxidadas y por el hecho de que la proporción de muestras de uno u otro tipo varía mucho entre sectores. No obstante, los promedios de los principales elementos muestran las siguientes tendencias:

(i) En la división que incorpora la Falla Tres de Mayo hacia Oeste las leyes de Au, Ag, Cu, Pb, Zn y As aumentan en sentido Norte-Sur desde el sector Guanache Bajo hasta el López Alto (Fig. 5.2). Según nuestros datos, López Alto también es más rico en Bi y Te.

(ii) En el sector al Este de la Falla Tres de Mayo las leyes de oro aumentan en sentido Norte-Sur y Sur-Norte – es decir hacia el sector Bella Rica lo cual es coincidentemente la parte más elevada. Nuestros datos, que dieron leyes constantemente de 14 g/t y más altas, con un máximo de 156 g/t de Au confirman esta conclusión.

(iii) Según la Misión Belga el cobre muestra una tendencia similar al Au (coeficiente de correlación +0.29) y los sectores Bella Rica y Guanache son los más ricos en Cu. El presente estudio no confirma esta conclusión totalmente. Guanache Alto, Pueblo Nuevo, y Tres de Mayo/López Alto tienen valores de cobre muy altos (>1%). Todos estos sectores son de nivel intermedio (680-980 msnm) y de este intervalo hacia arriba y hacia abajo los valores de cobre van decreciendo.

(iv) Según la Misión Belga el Pb, Zn y As tienen sus valores más altos en el Sur, en el sector Pueblo Nuevo. La mayor parte de nuestros datos corresponde con esta conclusión, pero también se puede considerar el sector de López Alto bastante enriquecido en estos elementos.

(v) La razón Au/Ag tiene un rango 0.002-16 con 80% de los valores entre 0.25 y 11.2. En cada sector hay un aumento en la razón Au/Ag en las partes más elevadas. Esta tendencia es coherente con el patrón global del sistema desde las vetas dentro del pórfido de Gaby hacia los límites expuestos de la mineralización de exo-contacto. Los datos de la Misión Belga muestran la misma tendencia.

(vi) Según la Misión Belga hay una buena correlación del Au con el Zn, As y Te, pero localizada solamente a algunos sectores.

Como conclusión general, la Misión Belga (1996) consideró que había dos asociaciones metalíferas en el área: Au-Cu y Pb-Zn-As. A ambas asociaciones se les puede añadir Ag, que muestra una buena correlación con el Au (coef. +0.31) y una estrecha relación con el plomo, mientras que no hay ninguna correlación significativa del Au y el Pb.

5.5.6.3 Brechas y sistemas de "stockwork": Los sectores Guadalupe, Papa Grande y Guanache se caracterizan por cuerpos de brechas mineralizadas de exo-contacto y "stockworks" relacionados con pórfidos. Están frecuente, pero no exclusivamente, asociados espacialmente con los pórfidos de plagioclasas.

La brecha magmático-hidrotermal Cuy, asociada con el pórfido Papa Grande se caracteriza por una propilitización penetrativa (alb + act + chl ± calc) y una silicificación y alteración potásica (feldes-K y biot) más localizada (Foto 5.7). La presencia de biotita es más frecuente en los sectores de matriz ígnea. La mineralización económica parece estar confinada en los contactos exteriores y en descargas discretas de mineral en el interior de la chimenea. Una de estas descargas trabajada cerca de la Qda. Muyuyacu es una lente elongada de brecha silicificada y piritizada de ca. 10-15m de largo con una dirección NNE que según los informes tiene 4-5 g/t de oro. La impregnación de pirita es generalizada y afecta también a las volcanoclastitas. La mineralización está en el contacto de la brecha, mayoritariamente dentro del pórfido; presenta un "stockwork" de cuarzo ± turmalina ± pirita ± magnetita ± actinolita ± calcopirita con 2-4 g/t de oro (máximo registrado de 6.7 g/t).



Foto 5.7 Muestras de núcleos de sondeos PP6-5 (profundidades 79.47 m y 95.5 m) en la Brecha Cuy, sector Papa Grande, Campo Mineral Ponce Enríquez. Brecha hidrotermal compuesta dominantemente de clastos redondeados y corroídos de metavolcánico máfico dentro de una matriz clorítica silicificada y carbonatizada. Los clastos tienen interiores de alteración potásica (biot./flog. bronce) y bordes descoloridos con alteración silicato Na-Ca, los sulfuros (py>pirr) están mayormente alojados en la matriz, su introducción es tardía y asociada con la propilitización. La turmalina está reemplazando los interiores biotíticos de los clastos y vetillas/hilos de cuarzo + pirita corta todo.



Foto 5.8 Veta brecha con relleno de espacio abierto que comprende cuarzo de textura de peine y sobrecrecimiento de carbonato color oxidado. Veta 2, Nivel 1 (810 msnm), Pueblo Nuevo, Campo Minero, Bella Rica



Foto 5.9 Vetas múltiples de cuarzo en la Mina Bonanza, Sector López Alto, Campo Minero Bella Rica. En esta sección véase (i) vetas extensionales con texturas de peine y contactos bien definidos (pared colgada), (ii) veta brechas (nivel de bolígrafo) y (iii) infiltración alrededor de las márgenes de las almohadillas.

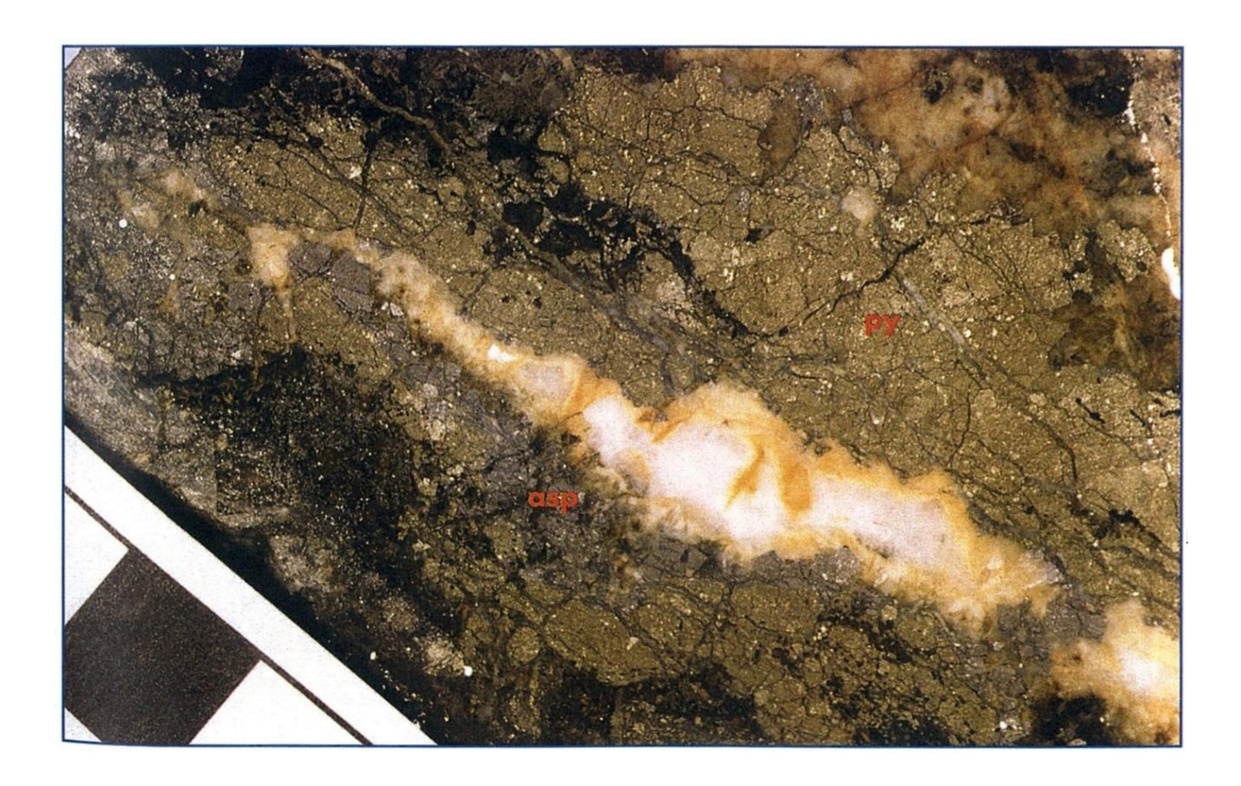


Foto 5.10 Muestra de mano (BR-25) de una veta cizallada de carbonato con pirita (py) y arsenopirita (asp). Mina El Manantial, Campo Minero Bella Rica. Escala en centímetros

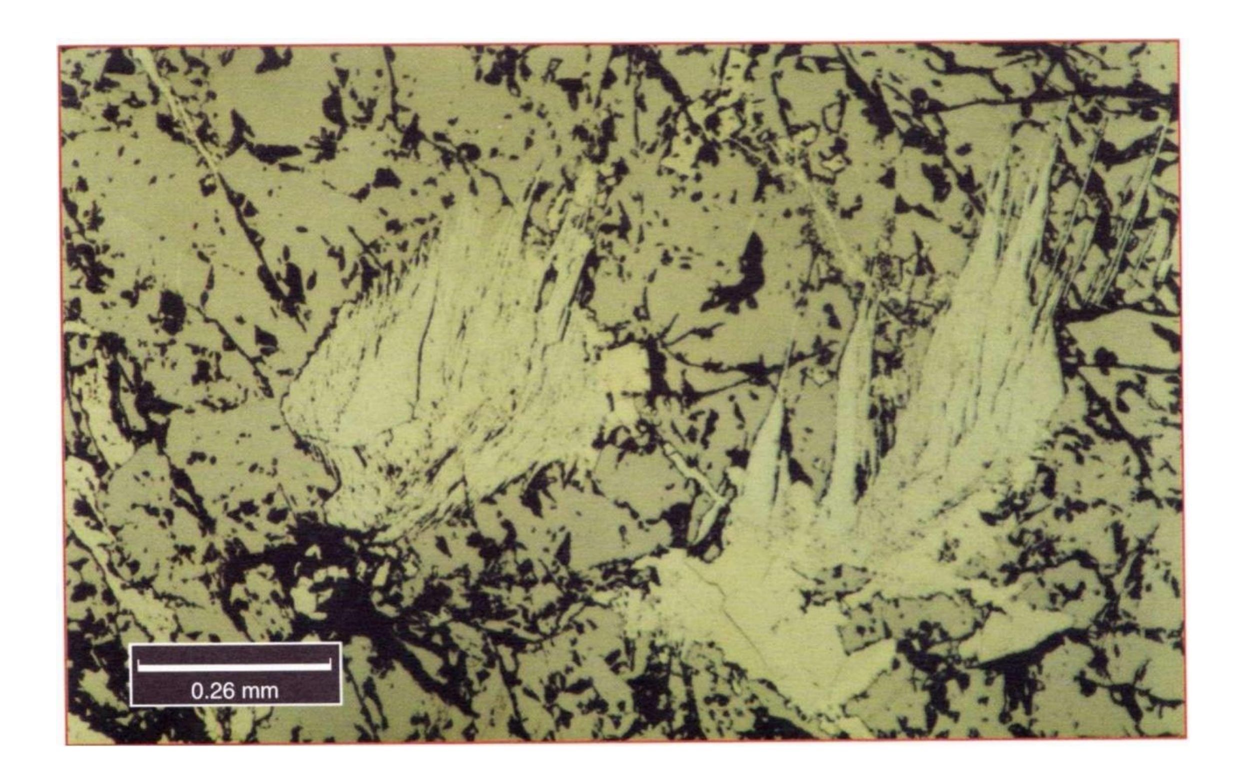


Foto 5.11 Microfotografía en luz reflejada de una veta sulfídica (muestra BR-83) de la Mina Trébol, Campo Minero Bella Rica. Marcasita tardía y de baja temperatura de forma plumosa ha reemplazado un agregado esponjoso de pirita.



Foto 5.12 Muestra de mano (BR-64) de una veta de cuarzo con pirita, menor arsenopirita y trazas de calcopirita. Nótese la alteración potásica (flogopita) intensa de la metavolcánica máfica encajante. La reportada presencia esporádica de granates no está confirmada. Mina Ávila, Sector Papa Grande Mollopongo, Campo Mineral Ponce Enríquez.

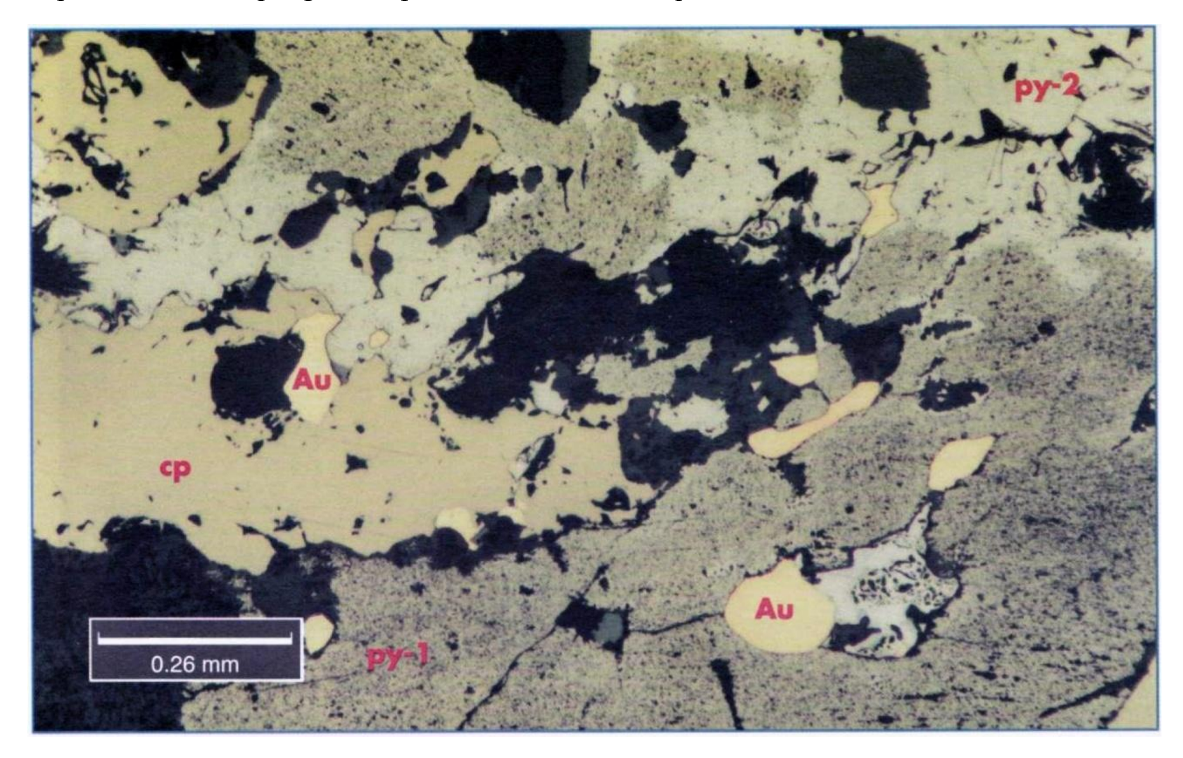


Foto 5.13 Microfotografía en luz reflejada de una veta cizallada de cuarzo-sulfuros (muestra BR-6) de la Mina Primavera, Campo Minero Bella Rica. Predomina pirita de dos etapas: temprana recristalizada y alterada con depresiones (py-1) y tardía (py-2) junto con calcopirita de reemplazamiento (cp) y pequeñas glóbulos de oro (<50mm diám.)

La mineralización en "stockwork" de exo-contacto parece estar localizada principalmente alrededor de los cuerpos de pórfidos de plagioclasa ± hornblenda y de las chimeneas de brechas magmático-hidrotermales asociadas. Está extensamente desarrollada en varias minas de los sectores Guanache y Papa Grande (ej. Arturo Quezada, El Teniente, Ávila, Armijo y Romero). La mineralización en "stockwork" de cuarzo + pirita ± pirrotina ± calcopirita también aparece a lo largo de los márgenes corneanizados del pórfido de Gaby y en las minas Orominas y Liga del Oro, que cortan el sistema de Bella Rica a altitudes de 360 y 320 msnm respectivamente. Las leyes de oro son generalmente bajas y subeconómicas (<0.3 g/t), pero localmente pueden dar hasta 15 g/t. Los "stockworks" están formados por múltiples vetillas entrecruzadas y sistemas de fracturas normalmente destacados por zonas estrechas de silicificación y propilitización de epidota estructuralmente controladas. Los sistemas dominantes de fracturas cortan los contactos pórfido-envoltura sin desviarse, pero hay poca coincidencia de sub-áreas estructurales. Las principales orientaciones son:

Sector de Gaby

Fracturas de bajo ángulo (0-30°) de rumbo NNW-SSE y ENE-WSW.

Fracturas de ángulo intermedio (30-60°) de rumbo NW-SE.

Fracturas de alto ángulo (60-90°) de rumbo N-S, NE-SW, WNW-ESE, NNW-SSE y ENE-WSW

Las fracturas de rumbo NNW buzan principalmente al NE, mientras que las fracturas de rumbo ENE buzan generalmente al SSE, y las fracturas N-S son predominantemente verticales. Las otras orientaciones tienen una dirección de buzamiento variable.

Sector Papa Grande-Guadalupe

Fracturas de ángulo intermedio (30-60°) de rumbo NW-SE y WNW-ESE.

Fracturas de alto ángulo (60-90°) de rumbo N-S, NNE-SSW y ENE-WSW

Las fracturas de rumbo NW buzan al NE, mientras que las de rumbo ENE buzan principalmente al SSW. Las fracturas N-S buzan al E, las ENE buzan subverticalmente y las de rumbos NNW y NNE son verticales.

Sector Bella Rica (Orominas)

Fracturas de bajo ángulo (0-30°) con rumbos N-S, NW-SE, WNW-ESE, NNE-SSW y NNW-SSE.

Fracturas de ángulo intermedio (30-60°) de rumbo NW-SE y NNW-SSE

Todas las fracturas de bajo ángulo buzan al Este, mientras que las de ángulo intermedio de rumbo NW no tienen una dirección de buzamiento constante.

5.5.7 Síntesis estructural

La datación mediante K-Ar del pórfido de Gaby indica un emplazamiento durante el Mioceno Inferior, después del cambio en el vector de subducción y en el campo lejano de esfuerzos desde el NE al E (Pilger, 1983; Somoza, 1998). Sin embargo, las estructuras fundamentales que se iniciaron antes de la reorientación de esfuerzos (pre-25 Ma) han influido en la localización de las intrusiones y estructuras mineralizadas.

Las fallas de dirección NW como la Falla Margarita, Río Tenguel y Río Chico probablemente se iniciaron durante el Cenozoico inferior y estarían dispuestas ortogonalmente a σ_3 y se podría esperar, además, que fueran estructuras compresivas como un cabalgamiento o una falla inversa. Una inclinación hacia el Noreste de la Falla Margarita, como la indicada en el mapa geológico de la Misión Belga (1996), sería coherente con esta interpretación. Los indicios cinemáticos de los cabalgamientos, como los de Río Villa que buzan al SW/SSW son coherentes con una dirección de transporte dirigida al NE.

Desde hace ca. 25 Ma, el campo de esfuerzos remotos asociado con la subducción de la placa Nazca ha sido predominantemente E-W (Pilger, 1983; Somoza, 1998). Dentro de este régimen tectónico dominado por un par de esfuerzos de cizalla transpresiva dextral regional, de primer orden y de dirección NNE, las orientaciones típicas y los estilos de las fallas de segundo orden pueden ser predichos a partir del elipsoide de esfuerzos.

(i) Las fallas NNE a lo largo de las que se han emplazado los diques de pórfidos, son probablemente cizallas sintéticas C o R1 de Riedel, con componente de movimiento dextral.

(ii) Las fallas transversas WNW-ESE a E-W (ej. Río Guanache. Guanache, Pueblo Nuevo) tienen una orientación coincidente con las cizallas Riedel antitéticas R2, que deberían tener una componente de movimiento sinistral.

(iii) Dentro del mismo campo de esfuerzos, las fallas transversales de dirección NE, como Río Nueve de Octubre y Los Ratones, son tanto fallas normales (extensionales) como cizallas antitéticas X con una componente de movimiento sinistral.

(iv) Las fallas de dirección NNW-SSE a N-S y las vetas del sistema de Bella Rica corresponden con las cizallas sintéticas P. La creación de dúplexes extensionales laterales-derechos podría ser coherente con una configuración escalonada hacia la derecha. En el plano vertical las secciones escalonadas de las vetas serían más susceptibles a la dilatación.

El problema del modelo estructural arriba expuesto, es que las estructuras de azimut N-S y NNW-SSE no son dilatantes y es probable que el esfuerzo dirigido E-W genere estructuras compresivas o transpresivas, como fallas inversas.

Los diques tienen azimuts bien definidos: al Norte de la Falla Río Guanache tienen rumbos predominantes WNW-ESE y N-S. mientras que al Sur de la misma las direcciones son NE a NNE. Los diques son fundamentalmente indicadores de un sistema extensional, que si fuera conjugado se podría explicar la dilatación, pero los dos juegos ocupan diferentes sub-áreas estructurales. Bajo este régimen de esfuerzos, el grupo de diques y cuerpos elongados de rumbo WNW-ESE y alto buzamiento hacia el NNE del sector Guadalupe no ocupan una posición extensional.

Es obvio que no se pueden explicar satisfactoriamente todas las orientaciones de dilatación sin invocar circunstancias especiales, como inflexiones, etc. Por lo tanto, se sugiere que la fase de extensión que permitió la mineralización de los espacios abiertos fue resultado de un abombamiento asociado al emplazamiento de un complejo intrusivo. Se piensa además que las estructuras orientadas WNW-ESE, NW-SE y N-S fueron iniciadas como fallas inversas imbricadas, y que fueron reactivadas posteriormente durante un episodio extensional relacionado con las intrusiones de los pórfidos. Esto puede explicar la orientación del enjambre de diques del sector Guadalupe, que han aprovechado estructuras preexistentes generadas por una tectónica compresiva anterior a 25 Ma.

El sistema de vetas de Bella Rica se aloja en estructuras iniciadas durante, o posteriores al evento de hace 25 Ma. En términos generales estas estructuras forman abanicos y grupos de fallas de forma lístrica. Estas estructuras podrían haber sido:

(i) Fallas de enlace o estructuras imbricadas de tensión entre cabalgamientos reactivados en sentido normal (ej. Río Villa como cabalgamiento de muro).

(ii) Fracturas de tensión producidas simplemente por el emplazamiento de los pórfidos.

5.5.8 Resumen

El sistema de brecha-pórfido de Au-Cu ± Mo de Gaby-Papa Grande fue emplazado en las volcanitas máficas de la Unidad Pallatanga durante el Mioceno Inferior. Estos depósitos comprenden fases intrusivas múltiples (diorítica/andesítica a tonalítica/dacítica) texturalmente diversas que varían en forma desde jarros panzudos tempranos a tapones y diques de estadio tardío asociados con el emplazamiento de chimeneas de brechas las cuales varían desde magmáticas pre-minerales a hidrotermales tardi-minerales. Desde estas características y la falta de un zonado de alteración-mineralización ha sido clasificado como un sistema porfídico del tipo volcánico. No se puede descontar la posible relación genética con una extensión meridional del batolito Chaucha que podría subyacer este segmento. Sin embargo, dataciones hechas hasta la fecha muestran que el sistema Gaby-Papa Grande es más antiguo y si hay una relación es con la fase inicial de magmatismo que resultó en el emplazamiento del batolito.

La mineralización en Gaby está relacionada genéticamente con un 'stock' compuesto de tonalita-dacita-andesita-diorita que comprende, al menos, siete fases intrusivas: una asociación temprana de pórfidos hornbléndicos y una asociación tardía de intrusiones porfídicos de plagioclasa (Fig. 5.9). Las fases iniciales de la intrusión crearon sucesivos caparazones y puede haber subsidencia de caldera acompañante. La última asociación de pórfidos de plagioclasa está más controlada estructuralmente, más generalizada y cercanamente asociada con la brechificación magmático-hidrotermal. Este sistema de pórfidos sufrió al menos dos períodos de alteración de silicato-K asociadas con entrada de mineral de bajo nivel. La brechificación hidrotermal está asociada con el emplazamiento de la asociación de pórfidos de plagioclasa y particularmente con las últimas fases de diques. Las brechas ortomagmáticas, que tienen un estadio temprano rico en biotita, están consideradas como el producto de la sobrepresión de los fluidos magmático-hidrotermales. Pequeñas cantidades de magma fueron inyectadas durante la brechificación y constituyen clastos de la brecha, relleno de la brecha o diques que cortan la brecha.

Los principales eventos mineralizantes postdatan el emplazamiento de la brecha y están acompañados de alteración de silicato de Na-Ca. La introducción y precipitación del oro, cobre y molibdeno sucede en todo el sistema y se sobreimprime a todos los tipos de rocas, así como a la alteración de silicato-K. Las leyes más altas de oro, plata y cobre parecen estar controladas por las partes más permeables del sistema, y especialmente por las brechas ortomagmáticas e hidrotermales. El molibdeno está en gran medida confinado en vetillas, similares a las vetillas B de los depósitos de pórfido de cobre, como un estadio tardío del evento de alteración de silicato de Na-Ca. En Gaby la alteración sericítica tardía es extremadamente restringida y la alteración argílica avanzada está ausente, probablemente por el destechado del sistema a causa de la erosión (>2 km). Se considera que las vetillas de cuarzo-calcita bordeadas de sericita de Gaby representan un estadio tardío que se sobreimpuso con posterioridad al evento sericítico principal.

El sistema de fallas de rumbo EW de Río Guanache yuxtapone el pórfido de Gaby, al Norte, con el complejo de pórfido de Papa Grande, volumétricamente menor, de alto nivel y más enriquecido en oro, y el sistema de vetas de exo-contacto de Bella Rica en el Sur. Gaby y Papa Grande muestran los mismos rasgos evolutivos de intrusión y mineralización/alteración, y se piensa que son partes divididas de un mismo complejo intrusivo. Los movimientos oblicuos sinistrales a lo largo del Sistema de Fallas Río Guanache se iniciaron durante los últimos estadios de la mineralización con el resultado de una bajada y desplazamiento lateral del bloque Sur de al menos 1 km, que es ampliamente responsable del profundo nivel erosivo del pórfido Gaby. Las principales diferencias entre los dos pórfidos son las siguientes:

Gaby	Papa Grande
Está completamente destechado en su parte Norte. Presenta mejor conservación en el SW debido a la compensación de una falla de rumbo NNW	El techo está parcialmente conservado y localmente está constituido por una delgada cobertura de metavolcanitas que presentan "stockworks" y están intruidas por diques de microdiorita interpretados como apófisis de la intrusión
Las chimeneas de brechas son principalmente del tipo endo-contacto o caparazón y están compuestas mayoritariamente de fragmentos de pórfido	Las brechas de exo-contacto dominan el sistema y están compuestas principalmente de fragmentos de metavolcanitas. Las poblaciones de clastos porfídicos están localizadas cerca del pórfido hornbléndico
Las brechas exo-contactos están relacionadas con los pórfidos feldespáticos	Hay brechas freáticas (diatremas) que postdatan el evento magmático-hidrotermal
La mineralización de exo-contacto es en forma de vetas y "stockworks", muy restringida y sólo es económica cuando está asociada con los pórfidos feldespáticos Guadalupe	Hay una asociación espacial estrecha con la mineralización en vetas exo-contacto y "stockworks" están bien desarrollados en las rocas de caja sobreyacentes (mencionado arriba).

La extensión subterránea del sistema porfídico mineralizado bajo los sistemas de vetas Bella Rica y Mollopongo es plausible por las siguientes evidencias:

(i) La abundancia de diques y pequeños stocks periféricos al enjambre de las vetas en la mitad Norte del campo minero y a elevaciones menores del lado occidental.

(ii) Las intersecciones de bajo nivel en los sectores Guanache Alto y López Bajo, donde se han encontrado zonas extensas de mineralización en "stockwork" y diques andesíticos esporádicos.

(iii) La alteración potásica de algunos diques y brechas de exo-contacto en los sectores Guanache y Papa Grande-Mollopongo.

(iv) La alteración potásica (biotita-flogopita) en las estructuras de veta en los sectores Mollopongo (Ávila, Galindo y Armijos) y López Alto (Orominas y Liga de Oro).

(v) La zonación textural del mineral, mineralógica y metalogénica (Fig. 5.12) que puede equivaler a una transición hacia arriba y al Sur a régimen deposicional más distal y frío.

La paragénesis en cuatro estadios de las vetas exógenas y la mineralización en "stockwork" endógeno son eminentemente comparables y demuestran un nexo genético. Especialmente los estadios 3 y 4 de la paragénesis de Gaby corresponden, respectivamente, a los estadios 2 y 3 de la paragénesis de Bella Rica. Estos fueron los principales eventos (estadios de alteración propilítica y fílica relacionados con pórfidos) durante los cuales el oro fue introducido.

La ausencia de una sobreimpresión propilítica apreciable de las vetas auríferas de exo-contacto con alteración potásica de los sectores López Bajo y Mollopongo sugiere que:

(i) Hay también un nexo entre la alteración potásica y la entrada del oro.

(ii) Hay una cierta diacronía entre los eventos de mineralización/alteración entre las diferentes partes del sistema.

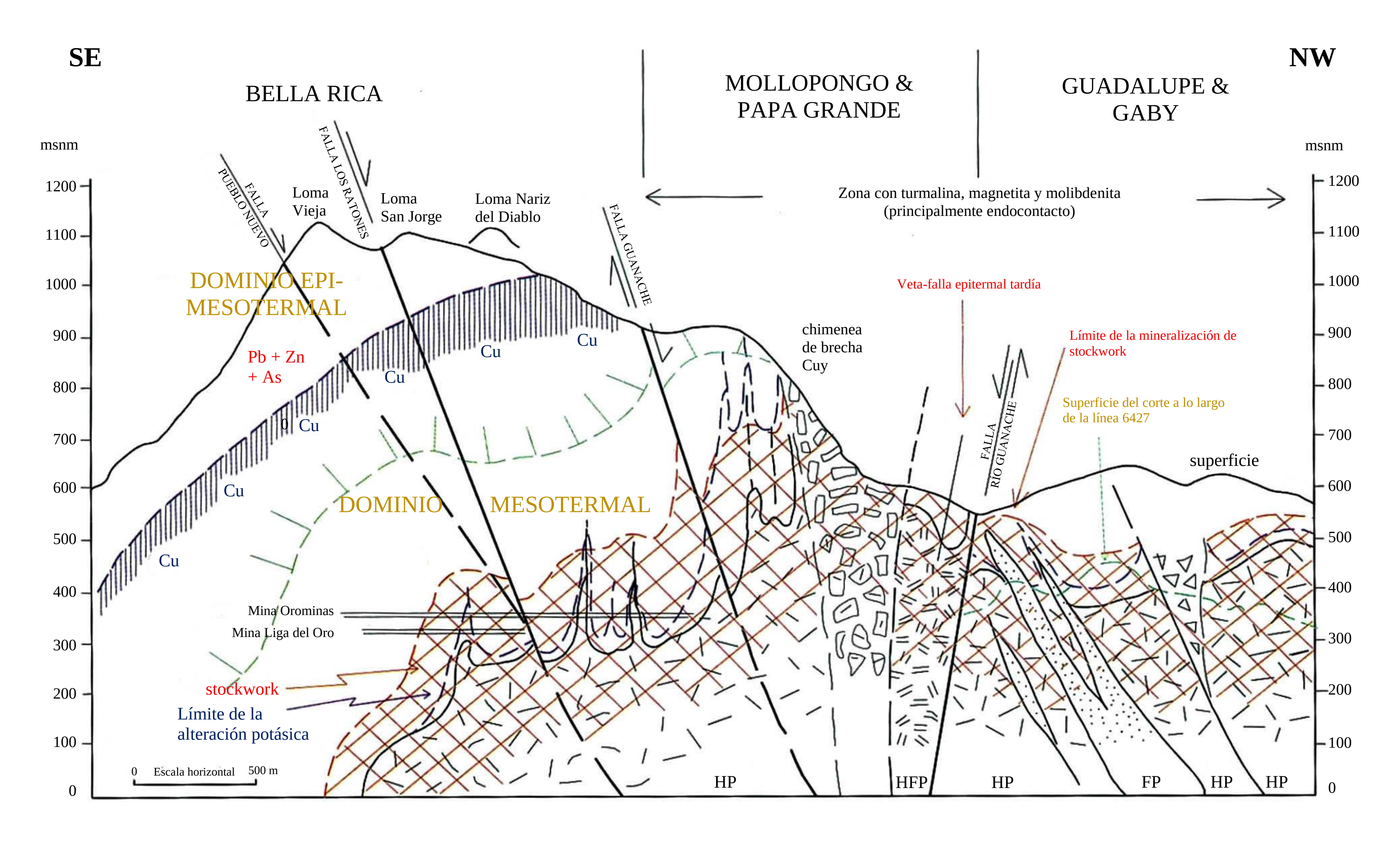


Figura 5.12 Síntesis en sección del sistema porfídico de Gaby-Papa Grande mostrando en forma esquemática la relación con la mineralización epi-mesotermal de Bella Rica, Campo Mineral Ponce Enríquez. Sección (NW-SE) a lo largo del rumbo del juego de vetas de Bella Rica. FP = Pórfido feldespático, HFP = Pórfido de feldespato y hornblenda (Papa Grande); HP = Pórfido hornbléndico indiferenciado

La extensa sobreimpresión de la alteración de silicato-K por la alteración de silicato-Na-Ca, existente dentro de los pórfidos, ha enmascarado con eficacia el papel y la importancia de los eventos de alteración más tempranos. Los patrones geoquímicos de los elementos mayores y trazas que podrían reflejar la intensidad de esas alteraciones ofrecieron resultados ambiguos. Esto puede ser interpretado como que la alteración potásica es bastante más que un precursor de la mineralización aurífera. No obstante, hay otro grupo de observaciones a considerar:

(i) Hay sectores que muestran intensa alteración potásica con poca evidencia de retrogresión propilítica subsecuente, ej. algunas brechas ortomagmáticas con buenos valores de oro.

(ii) Hay evidencia de vetillas con bordes con alteración de silicato-K cortando al frente de alteración propilítica, lo que sugiere que estos dos estilos de alteración no son eventos totalmente discretos.

(iii) Las vetillas de tipo B, portadoras de molibdenita, que concluyen el estadio de alteración potásica, son más afines con aquellas que tipifican los estadios tardíos de alteración de silicato-K en muchos otros sistemas.

Se concluye que mientras que el estadio de alteración de silicato de Na-Ca (propilítica) es claramente el principal evento generador de mineral, también hay una estrecha relación espacial y genética con la alteración de silicato-K en ambos términos de entrada significativa de oro y de preparación del terreno.

La fracturación penetrativa del pórfido y del envoltorio corneanizado y el emplazamiento de brechas hidrotermales asociadas pasa hacia fuera a zonas de control más dominadas estructuralmente que han sido discutidas en la sección 5.5.5 y revisadas a mayor escala en la sección 4.2.6.

5.5.9 Comparaciones geológicas con otros depósitos porfídicos de Cu-Au

Gaby es similar a otros depósitos porfídicos de cobre ricos en oro en que está relacionado con stock compuesto de afinidad intermedia y que posee brechas hidrotermales y ortomagmáticas interminerales. No obstante, su aberrante secuencia de alteración/mineralización ocasiona la mayor diferencia en comparación con esos otros temas (Sillitoe, 1996).

(i) Según Sillitoe (1996) en los sistemas de pórfido más ricos en oro, la alteración de silicato-K temprana está acompañada por la entrada de la mayoría del cobre y el oro, típicamente en vetillas de cuarzo ± magnetita del tipo A (ej. Grasberg, Irían Jaya). En contraste, este evento en Gaby parece ser relativamente pobre en metales, aunque las vetillas de cuarzo en el pórfido abarrotado pueden considerarse análogas al tipo A.

(ii) Según Sillitoe (1996) en la mayoría de los sistemas de pórfidos la actinolita puede predatar o acompañar, pero raramente postdata, la formación de la biotita. En Gaby la actinolita puede entre-crecer con la biotita/flogopita y aunque es considerada parte de la asociación de alteración de silicato-Na-Ca no hay evidencia clara de los estudios de lámina delgada de que este mineral postdata a la alteración de silicato-K.

(iii) La albita puede pre- o postdatar a la alteración de silicato-K como lo hace en los depósitos de cobre-oro en pórfidos alcalinos de la Columbia Británica (Canadá), pero no está directamente asociada con la metalización. En el caso de Gaby, no obstante, el reemplazamiento de albita en los fragmentos de la brecha es muy frecuente y la plagioclasa se vuelve demostrablemente más sódica hacia las vetas donde crece la albita fresca.

(iv) Las leyes más altas de oro y cobre están normalmente restringidas a uno o más de los pórfidos tempranos en el stock. En Gaby, sin embargo, la relativamente tardía entrada de oro y cobre hace que todos los pórfidos, brechas y rocas de caja sean mineralizados. Consecuentemente, la mineralización está muy distribuida espacialmente y es de baja ley, con zonas de ley más alta que dependen de la mayor permeabilidad, especialmente la que facilitan las brechas hidrotermales.

(v) Según Sillitoe (1996) la sobreimposición de vetas y vetillas tardías situadas centralmente, más típica de las periferias de los sistemas de pórfido de cobre, es muy frecuente y cita los elevados contenidos en cinc de Chuquicamata (Chile) como un ejemplo. No obstante, valores de arsénico y oro tan altos como en Gaby no se han encontrado en vetillas sobreimpuestas en otros lugares.

5.6 Campo Minero San Gerardo

5.6.1 Introducción

El campo minero San Gerardo (Fig. 5.1), ubicado en la parte central-septentrional del campo mineral Ponce Enríquez se convirtió en los últimos años en un sector de pequeña minería importante, con una producción agregada de oro entre 0.5 y 1.0 toneladas por año.

Antes de esta evaluación ya se había reconocido que, aunque San Gerardo está situado en el mismo terreno oceánico (Unidad Pallatanga) que Gaby-Bella Rica y Muyuyacu, el tipo de mineralización y los controles de su localización muestran algunas diferencias importantes (Odin Mining). Por tanto, el enfoque de este estudio no pretende construir sólo un modelo descriptivo y genético del sistema mineralizante, sino también compararlo con el campo minero Bella Rica.

Durante la investigación se visitaron 25 minas de pequeño tamaño y se realizaron travesías de reconocimiento en diferentes partes de Río Chico, quebradas Fría, Pinglio y Las Minas y el acceso por carretera entre Shumiral y San Gerardo. Se tomaron 84 muestras de roca para estudios mineralógicos/petrográficos y análisis químicos.

5.6.2 Geología local

El campo minero San Gerardo (Fig. 5.1) está delimitado por varias fallas de rumbo NW-SE: Río Tenguel, en el Sur y Río Chico y Río Tenguelillo (afluentes del Río Gala), en el Norte. Dentro de este sector la Unidad Pallatanga está caracterizada por una asociación ofiolítica compuesta principalmente por los Basaltos Bella Rica, localmente almohadillados, con hialoclastitas y sedimentos pelágicos (cherts) intraflujo, intrusiones y rebanadas tectónicas de microgabros, gabros y rocas ultramáficas. Dentro de esta secuencia, y paralelas al lado Sur de la Falla Río Chico, hay por lo menos cuatro unidades de brechas de techo de flujo de composición basáltica o basalto-andesítica, intercaladas con flujos basálticos masivos que pasan lateralmente de modo gradual a volcanoclastitas indiferenciadas más distales. Característicamente, estas brechas contienen fragmentos de cáscara de almohadillas y son esencialmente hialoclastitas. Localmente la matriz y los fragmentos de basalto están silicificados, dando la impresión de una roca de composición intermedia. Un grupo de bandas anastomosantes de serpentinitas foliadas está situado a lo largo de la zona de la Falla Río Chico y sus fallas menores asociadas, de rumbo NE, también tienen películas de serpentinita. Un cuerpo grande de serpentinita de Tenguelillo dentro de los Basaltos Bella Rica está elongado en dirección NE y presenta una foliación de la misma dirección tratándose, probablemente, de un ejemplo complementario de una fractura NE (Pratt et al., 1997). Las rocas de la Unidad Pallatanga están localmente recubiertas de modo discordante por relictos exteriores de tobas de lapilli líticas y brechas tobáceas dacíticas y andesíticas relacionadas con el emplazamiento de complejos intrusivos-extrusivos calco-alcalinos del Grupo Saraguro (Fig. 5.13).

Estos complejos dacíticos-riodacíticos (localmente soldados) ocupan una peniplanicie elevada (1200-1600 msnm) donde está ubicada la Comunidad San Gerardo. Al menos cuatro cuerpos d pórfido de cuarzo han sido reconocidos, siendo los más conspicuos las lomas Durán y Don Ernesto. Estos cuerpos están fuertemente meteorizados y los complejos riodacíticos de San Gerardo y Don Ernesto están parcialmente cubiertos por una secuencia de sedimentos compuesta de lutitas, limolitas y conglomerados polimícticos (riodacitas retrabajadas). Ha sido encontrado madera y hojas fosilizadas. Los conglomerados comprenden clastos portados bien redondeados (1-5 cm) de andesita, riolita, obsidiana, chert, jaspe y cuarzo de veta, con diseminación de pirita en la matriz (<7%). En la cantera de arrastre de Cerro Don Ernesto, la litología aparentemente varía entre toba dacítica de cristal cuarzo y toba de cristal-lítica riodacítica con cristales de cuarzo euhedrales y redondeados (<1.5 mm; 10-12%), feldespatos subhedrales (ca. 10%) y clastos de granodiorita y psamita biotítica. Predominan las tobas de lapilli y las brechas dacíticas junto a las minas de El Encanto y San Antonio. En este sector se encuentran diques de pórfido de cuarzo, andesita y dacita porfídica de hornblenda. Los stocks intrusivos relacionados con el magmatismo cenozoico tardío incluyen granodioritas, tonalitas, cuarzo-dioritas y dioritas hornbléndicas mayormente de grano medio o textura porfídica. También hay cuerpos de brechas magmático-hidrotermales y diques de guijarros.

Al Este del sector Tenguelillo y al NW, en la divisoria entre los ríos Gala y Chico, aparecen grandes intrusiones de granodiorita, que se extienden a parches hacia el Norte y representan el techo parcialmente expuesto de la extensión Sur del Batolito de Chaucha.

5.6.3 Estructura

Los sensores remotos (imágenes de satélite y fotografías aéreas) indican cuatro orientaciones preferenciales de fallamiento.

(i) Fallas principales de rumbo entre NW-SE y WNW-ESE que delimitan los campos mineros; ej. Río Tenguel, Alta Río Chico/Pinglio, Ríos Tenguelillo-Inán y más al Sur de Bella Rica, Río Margarita. La Falla Pinglio es tipo inversa estrechamente asociada con la mineralización del Sector Las Paralelas. El rasgo morfológico más evidente de los sensores remotos que controla los cursos de agua, son los planos de buzamiento vertical ± 10°. Sin embargo, hay brechas tectónicas y fallas-veta mineralizadas con buzamiento 35-50° al SW en los bordes de una unidad de brecha volcanoclástica. Los criterios cinemáticos indican que son fallas inversas.

(ii) Fallas fundamentales de rumbo entre NNE-SSW y N-S, que separan las unidades litotectónicas regionales de la Cordillera Occidental. La Falla Bulubulu es una sutura que marca el límite oriental de La Unidad Pallatanga (yuxtapuesta con el basamento metamórfico) y el distrito minero de Ponce Enríquez. En el campo minero de San Gerardo las fallas de segundo orden con este rumbo incluyen Estero La Ensillada, Estero Coca y quebradas Cachi y Fría. Los patrones de desplazamiento de las unidades, local y regionalmente, indican movimiento dextral. Fallas como La Ensillada y Qda. Fría buzan 40-45° hacia el W(NW) y muestran movimiento dextral-inverso.

(iii) Fallas de rumbo aproximado E-W que forman rasgos geomorfológicos importantes, ej. Bajo Rico Chico, Río Gala y Estero Cadial. Más al Sur la Falla Río Jubones, de rumbo E-W, delimita la extensión meridional de la Unidad Pallatanga (Pratt et al., 1997).

(iv) Fallas de rumbo entre NE-SW y ENE-WSW, como Estero Guagua Coca y Quebrada Las Minas, las cuales han tenido un control secundario de la mineralización. Se nota una línea de yacimientos espacialmente asociada con La Falla Las Minas y su extrapolación al NE. Esta falla tiene una inclinación moderada al SE (un ángulo menor que la estratificación <52°) y los pliegues de arrastre claramente indican que es una falla inversa o cabalgamiento.

Hay que poner énfasis en que el uso de sensores remotos destacó aspectos del patrón estructural en planta, y no los aspectos estructurales en vertical, existiendo el peligro de que se haya exagerado la importancia de los desgarres tectónicos horizontales sobre los otros estilos. Por ejemplo, las estructuras de bajo ángulo, como cabalgamientos, son notoriamente difíciles de reconocer y por eso es esencial la observación de afloramientos y trabajos subterráneos.

La Falla Río Chico: Podría decirse que la zona de Falla Río Chico, con relleno de serpentinita, es la estructura más importante para la interpretación y modelado de los controles de la mineralización aurífera del campo minero San Gerardo. La zona está compuesta por cinturones anastomosados de serpentinita, situados alrededor de cuerpos elipsoidales a lenticulares de microgranodiorita/cuarzodiorita hornbléndica (Fig. 5.13). La falla principal que sigue el curso de agua es subvertical, con una dirección que varía entre NW-SE y E-W (principalmente WNW-ESE) y contiene rocas máficas y ultramáficas fuertemente cizalladas. La asociación litológica incluye serpentinita y esquistos de clorita-serpentina localmente con melagabro/apinita, microgabro/microdiorita hornbléndica y gabro pegmatítico, intensamente desmembrados. La serpentinita incorpora bloques de brecha y las relaciones equívocas parece que fueron debido a la extrusión tectónica en régimen dúctil. Los criterios cinemáticos también son ambiguos y aunque hay indicios locales (ej. relaciones S-C) de movimientos inversos dextrales; los últimos movimientos (cabeceo de lineación ca. 10° al ESE) son claramente sinistrales.

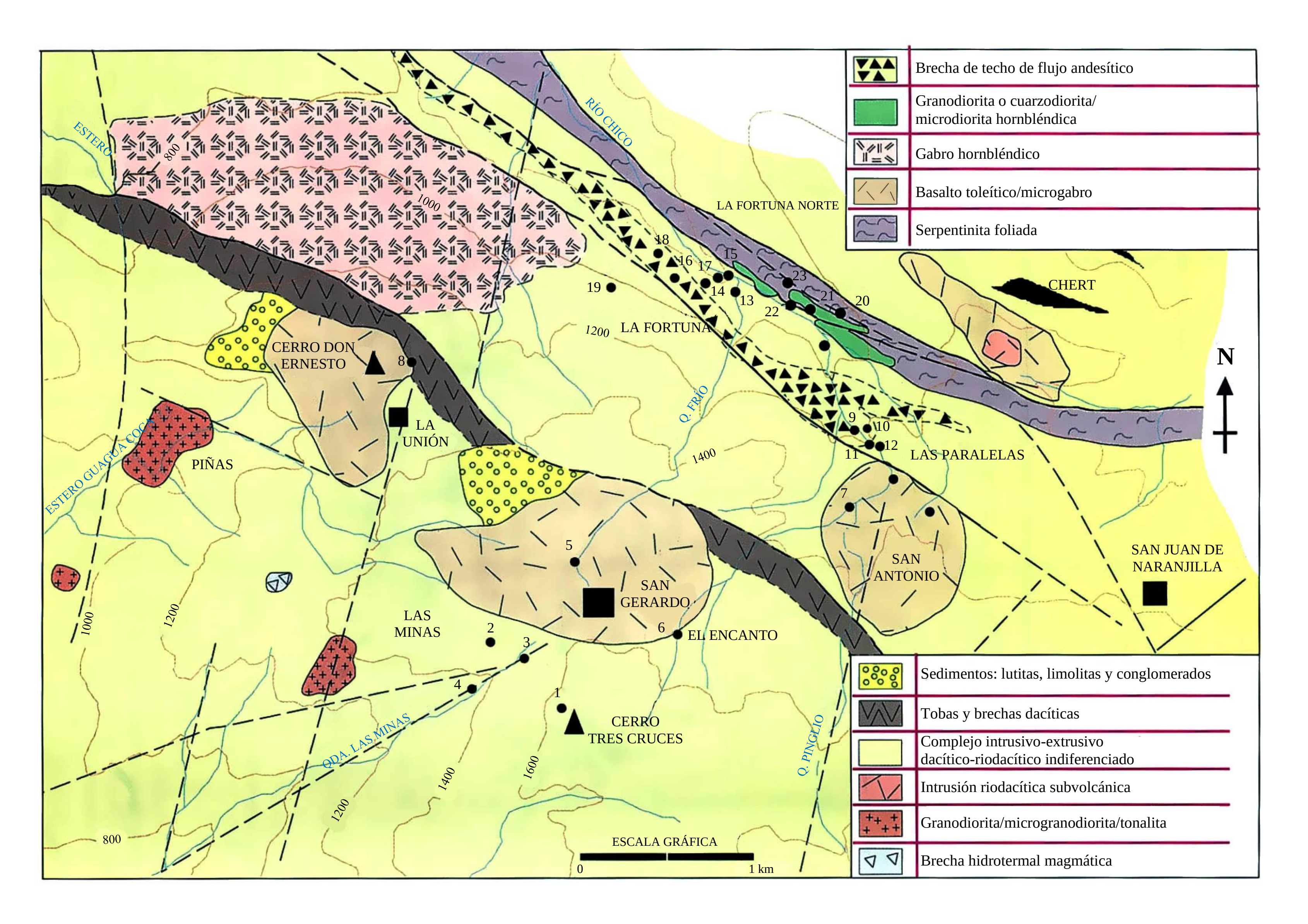


Figura 5.13 Mapa geológico del Campo Minero San Gerardo (adaptado de los mapas de compilación de Odin Mining Internacional Inc.). Para explicación de los códigos numéricos de las minas véase la Tabla 5.4

Tabla 5.4 Descripción detallada de los sistemas de vetas principales en el campo minero San Gerardo

Sector	Mina/Veta	Código	UTM-X	UTM-Y	Elevación (m)	Rumbo principal	Buzamiento	Roca encajante	Características de la mineralización	Minerales económicos
Tres Cruces/Qda. Las Minas (BdD No. 196)	Tres Cruces	1	65157	966264	1630	NE-SW	36-50/117-169	Andesita basáltica	Veta-brechas de fallas y zonas de cizalla con vetas laminadas o vetillas múltiples (espesor total 60-100 cm). Localmente zonas milonitizadas; stockworks marginales; lentes y vetillas de cuarzo subhorizontales intraveta. Textura de rotura-sellada difusa. Cinemáticas: dextral-inversa y luego normal	Py ± Asp
	Los Necios	2	65122	966300	1460	ENE-WSW	46-52/145-166	Dacita		Sb + Py ± Gn ± Cp ± Pirr
	Soc. E. Guerrero	3	65130	966291	1420	E(NE)-W(SW)	30-347-30/164	Basalto		Py ± Asp ± Au
	San José	4	65107	966275	1370	NE-SW	47-55/128-152	Andesita basáltica		Py
San Gerardo (BdD No. 197: El Encanto y No. 198: Don Ernesto	San Gerardo	5	65170	966500	1510	NE-SW	30/332	Andesita	Zonas cizalla con vetas/vetillas de cuarzo múltiples y lenticulares (esp. total 15-180 cm) y stockworks (hasta 7m de espesor). Silicificación bordeando vetas, en zonas discretas o pervasivas. Textura polifásica laminada o cintas de rotura-sellada; brechificación local. Cinemáticas: inversa y luego normal	Py ± Asp ± Au
	El Encanto	6	65228	966306	1445	(N)NE-(S)SW	10-46/055-128	Dacita		Py + Asp + Au + Cp + Spl + Tn
	San Antonio	7	65334	966381	1334	(E)NE-(W)SW	17-42/110-185	Dacita		Py + Asp ± Au
	Don Ernesto	8	65075	966467	1318	NNW-SSE	28-50/242-265	Dacita		Sb ± Py ± Au
Las Paralelas (BdD No. 51)	Louis V	9a	65334	966428	1168	NNW-SSE	40-57/229-297	Bas/Bas-And Bx	Vetas/vetillas subparalelas y anastomosadas (zonas 1-2 m de espesor). Las vetas de cuarzo tienen la forma de "picn & swell" y en lentes (< 50 m de esp.). Localmente hay lentes y vetillas subhorizontales ligadas en la parte inferior de la veta. Textura mayormente laminada de rotura-sellada, pero hay sectores de relleno de brecha y de espacios abiertos (texturas coloformes y de peine). Cuarzo primero y luego carbonato. Cinemáticas: dextral inverso	Py + Asp ± Spl ± Cp ± Pirr ± Au
	Louis V	9b	65335	966430	1183	NNW-SSE	36-48/246-256	Bas/Bas-And Bx		
	Louis V	9c	65343	966416	1228	NNW-SSE	52-60/232-260	Bas/Bas-And Bx		
	Flor María	10	65337	966425	1168	NNW-SSE	36-44/234-284	Bas/Bas-And Bx		
	Guagua Inca	11	65339	966420	1220	N-S	32/273-298	Bas/Bas-And Bx		
	Soc. del Cisne	12	65352	966416	1236	NNW-SSE	30-44/234-260	Bas/Bas-And Bx		
La Fortuna Sur (BdD No. 199)	La Victoria	13	65264	966514	852	N-S	12-20/080-090	Bas/Bas-And Bx	Vetas/vetillas subparalelas y anastomosadas localmente con stockworks entremedias (zonas comúnmente 50-150 cm con áreas de dilatación hasta 6 m de espesor). Estructuras incluyen dúplexes, pliegues de arrastre, sistemas conjugados, atenuación en lentes, colas de caballo en el bloque del muro, etc. Primera etapa: vetamiento polifásico laminado de rotura y sellado con cuarzo lechoso asociado con movimiento inverso-oblicuo. Segunda etapa: brechificación e introducción de cuarzo aurífero, gris azulado y translúcido relacionado con fallamiento normal localmente con un componente sinistral. Relleno de espacios abiertos (especialmente las vetas y filitas de la Mina Virgen del Cisne). Tercera etapa: fisuras extensionales estrechas con rellenos de cuarzo y/o carbonato estéril	Py + Asp + Cp + Spl ± Au ± Gn ± Te
						E(NE)-W(SW)	14-48/152-190			
	La Unión	14	65260	966516	834	ENE-WSW	22-57/184-197	Bas/Bas-And Bx		Py + Asp + Spl + Cp ± Au
	Bella Esperanza	15	65266	966518	810	E(NE)-W(SW)	24-47/169-188	Bas/Bas-And Bx		Py + Asp + Cp ± Pirr
	J & J	16	65247	966515	880	NE-SW	22-37/130-160	Bas/Bas-And Bx		Py + Asp ± Au
						WNW-ESE	26-50/19			
	Jesús del Gran Poder	17	65227	966511	893	WNW-ESE	10-28/188-225	Bas/Bas-And Bx		Py + Asp + Tn + Bn + Cp + Spl ± Au
			10-23	022-034						
	Papercor	18	65220	966534	820	N(NW)-S(SE)	18-36/054-107	Bas/Bas-And V-clastics		Py + Asp ± Au
						E(NE)-W(SW)	32/160			
	Virgen del Cisne	19	65189	966516	1025	NNE-SSW	40-72/280-304	Basalto		Py + Asp ± Au
La Fortuna Norte (BdD No. 200)	Los Humildes	20	65319	966503	912	NW-SE	55/234	Serpentinita	Vetas subparalelas (25-50 cm de esp.) o sistemas anastomosados de vetillas. Fase inicial de vetas comprende cuarzo laminado o en cintas. Esto es intensamente cizallado y/o plegado y brechificado por movimientos oblicuos normales. Segunda fase de relleno des espacios abiertos (Qz y luego Cb + S)	Asp + Py + Spl + Gn + Sb + Tn + Au
	Ecuaminas	21	65308	966507	894	WNW-ESE	(59)-86/207	Serpentinita (Gd)		Asp + Py + Spl ± Cp ± Au
	Nueva Amanecer	22	65296	966502	857	WNW-ESE	(53)-84/194-198	Serpentinita (Gd)		Py + Asp ± Au
	El Licor	23	65293	966515	918	W(NW)-E(SE)	50-(85)/009-013	Serpentinita		

LEYENDA

Ubicación en coordenadas UTM; Elevación en msnm; Azimut y buzamiento en paréntesis significa menos probabilidad; Buzamiento = ángulo de inclinación/dirección de buzamiento; esp. = espesor
Gd = Granodiorita; Bas = Basalto/Basáltica; And = Andesita; Bx = Brecha; V-clastics = Volcanoclastitas; Qz = Cuarzo; Cb = Carbonato; S = Sulfuros; Py = Pirita; Asp = Arsenopirita; Pirr = Pirrotina
Cp = Calcopirita; Spl = Esfalerita; Gn = Galena; Sb = Estibnita; Tn = Tennantita; Au = Oro; BdD No. = Código de la Base de datos

5.6.4 Mineralización y alteración

La mineralización aurífera del campo minero San Gerardo presenta zonas con diferentes orientaciones de vetas anastomosantes, fisuras extensionales lenticulares, vetas de rotura-sellado y de brechas (Tabla 5.4). Se han desarrollado algunos "stockworks" entre las vetas y grupos de vetas poco espaciados, y zonas más extensas de mineralización sub-económica en "stockwork" aparecen asociadas a los complejos dacíticos-riodacíticos de Don Ernesto y San Gerardo (Odin Mining).

Las vetas comprenden asociaciones de cuarzo-carbonato auríferas multifase de baja sulfuración. Los contenidos de sulfuros son típicamente <1%, pero pueden llegar hasta 15% y a formar vetillas semi-masivas (de escala mm-cm; <5 cm) en todos los sectores de esta área minera. Los sulfuros incluyen pirita y arsenopirita con cantidades subordinadas de calcopirita, esfalerita y, de forma más localizada, estibnita, trazas de pirrotina, tennantita, galena y sulfo-antimoniuros. El oro es frecuentemente libre y con medias de 860 de fino (ej. ca. 14% de Ag).

Una asociación de alteración con clorita MgFe-illita-carbonato está relacionada con la mineralización aurífera y superpuesta, a escala de distrito, a la alteración propilítica (clorita Fe-epidota) de las volcanitas máficas y sedimentos relacionados. Las volcanitas dacíticas se caracterizan por una alteración de sílice-carbonato-arcillas (illita-montmorillonita-grupo del caolín).

Hay cinco sectores de explotación y los detalles, tanto de las minas individuales, como de estos sectores, están resumidos en la Tabla 5.4. Para las ubicaciones véase la Fig. 5.13.

(i) El Sector Tres Cruces y Quebrada Las Minas al SW y Sur del Sector San Gerardo tiene algunos trabajos poco desarrollados. Las rocas encajantes comprenden principalmente volcanitas de composición intermedia (basaltos andesíticos a dacitas) y sus rocas volcanoclásticas asociadas. En la parte más elevada del campo aurífero i.e. >1600 msnm (Cerro Tres Cruces: 1714 msnm), al Sur de la Falla Las Minas, las vetas tienen rumbos predominantes NW-SE (buzamiento 40-55° al SW), E-W (buzamiento 10-56° al S), NNE-SSW (buzamiento 20-50° al ESE) y NE-SW (buzamiento 36-50° al SE). Típicamente son vetas-falla (<1 m de espesor) con zonas de brecha, milonitización y silicificación con vetillas y lentes mineralizadas. Todas las minas examinadas en este sector, excepto la Mina Tres Cruces (Tabla 5.4) están situadas en la Quebrada Las Minas y son principalmente paralelas o subparalelas a la Falla Qda. Las Minas.

(ii) El Sector San Gerardo, donde los yacimientos están situados dentro de los complejos intrusivos-extrusivos riodacíticos del Sur de la falla Río Chico. El Cerro Don Ernesto (Fig. 5.13) está caracterizado por la mineralización de Sb-Au alojada dentro de un juego de fallas-vetilla de rumbo NNW-SSE, con buzamientos 45-65° al WSW y zonas de cizalla con "stockworks" de rumbo N-S y buzamiento 25-30° al Oeste. También hay diseminaciones irregulares de estibina que forman halos alrededor las zonas de cizalla. La mina El Encanto (Figs. 5.13 y 5.14) está ubicada en el margen oriental del complejo riodacítico San Gerardo y la mineralización está alojada en tobas de lapilli dacíticas. El contacto está definido por una falla inversa de rumbo N-S con buzamiento hacia al Este. El sistema de vetas/vetillas buza un ángulo pequeño al Este y describe una superficie arqueada con un rumbo entre NW y NNE. Estas vetillas están invariablemente ligadas por vetas de segundo orden buzando al SW (SSW y WSW). Las fallas normales tardío- o post-mineralización, desplazan las vetas; siendo las más comunes buzando al ESE, en la dirección de buzamiento de la zona mineralizada y acompañadas, localmente, por otro grupo conjugado que buza en ángulo más bajo al WNW. Ambos juegos tienen un componente sinistral de movimiento. La mina San Antonio quizás sea el ejemplo más gráfico de mineralización localizada dentro de rampas de cabalgamientos (Foto 5.14) que buzan al SE (entre ESE y S). Las andesitas almohadilladas han sido transportadas sobre las dacitas (tobas de lapilli y brecha con flujos soldados). También hay lentes estrechos de roca máfica (basalto) altamente deformados y alterados (flujo o dique desmembrado) a lo largo de los planos mineralizados.

(iii) El Sector Las Paralelas (o Pinglio) donde la mineralización está alojada dentro de vetas-falla situadas en los bordes de una unidad de brechas volcanoclásticas de rumbo NW-NNW expuestas a lo largo de la Quebrada Pinglio, sobre un rango vertical de 300 metros. La veta Louis V define el borde occidental del cinturón, y la veta Flor María junto con una rama más Norte (Guagua Inca), que curva al Oeste y corta oblicuamente la secuencia, forma el lado oriental. La veta Louis V está formada principalmente por dos vetas subparalelas (de ahí el nombre), localmente anastomosadas, con pantallas de roca encajante fuertemente silicificada que en partes tiene un "stockwork" de vetillas con cuarzo, pirita y arsenopirita. Los estudios petrográficos muestran que la pantalla de roca de caja alterada de la parte superior es un dique dacítico. Además de silicificada, esta roca está penetrativamente carbonatizada y tiene un moteado argílico verde distintivo (entrebandeado de illita-esmectita). La veta Louis V tiene un rumbo general NW-SE con inflexiones en forma de Z abierta en planta. Está truncada en el Sur por una falla de rumbo E-W con desplazamiento dextral-normal.

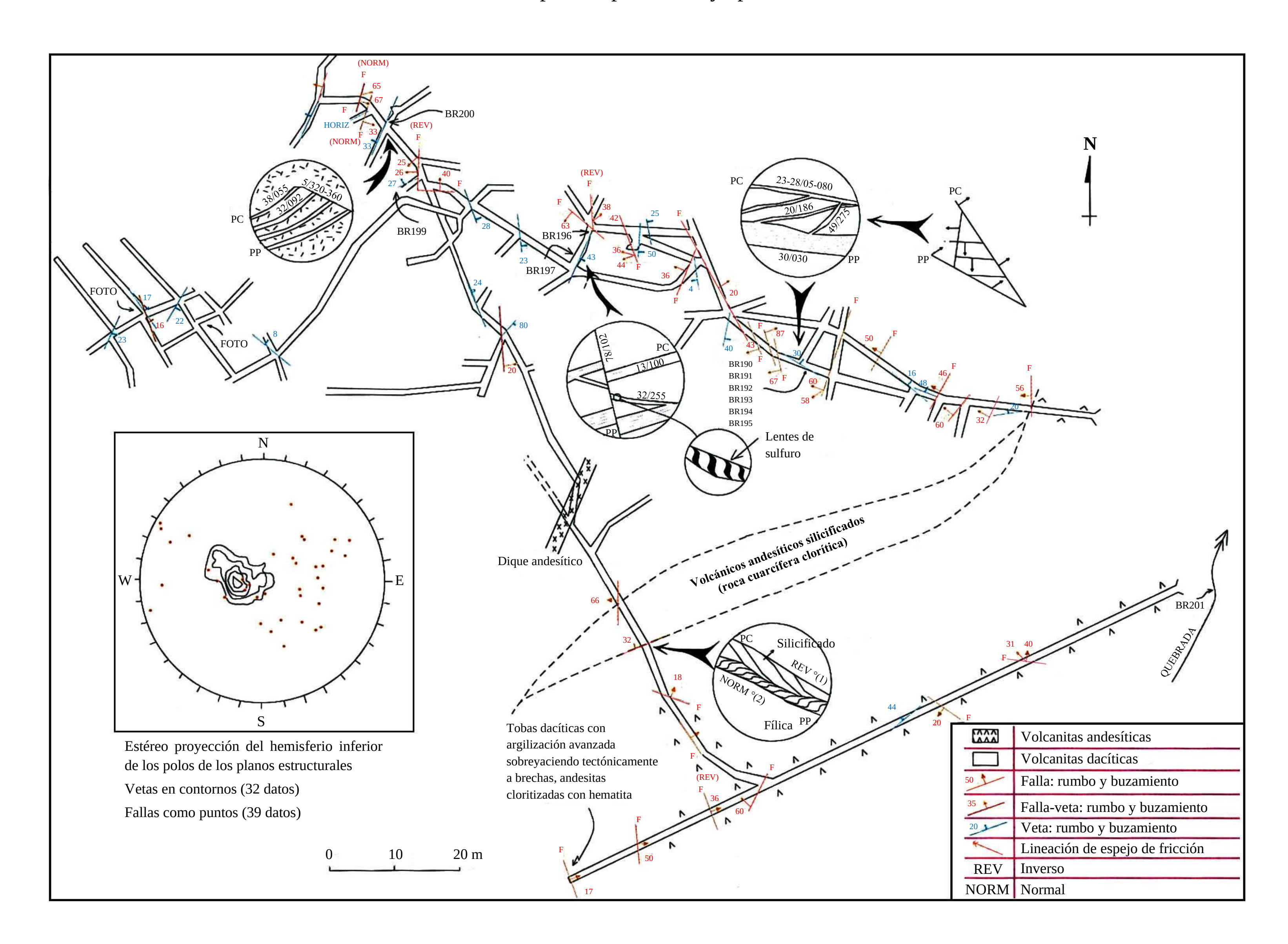


Figura 5.14 Mapa estructural de la Mina El Encanto, Sector San Gerardo

(iv) El Sector La Fortuna Sur incluye la mineralización en el lado Sur de la Falla Río Chico. Está compuesto principalmente por lavas almohadilladas basálticas, unidades de brechas volcanoclásticas basáltico-andesíticas y microgabros masivos. Hay varios sistemas de vetas-falla mineralizadas en explotación:

(a) La zona mineralizada principal tiene forma de pliegue cónico abriéndose hacia el WNW (Figs. 5.15 y 5.16). El flanco Este está en la zona de Falla Río Chico y está fuertemente brechificado y argilizado. La veta pasa mediante buzamientos suaves en un arco abierto entre SSW y SE hacia el flanco occidental, de buzamientos moderados y que está delimitado también por fallas. Al extremo WNW del sistema el cuerpo mineralizado subhorizontal y buzando al Este está separado del flanco buzando al Sur por una zona estéril. La dirección dominante de los pliegues abiertos y simétricos de escala métrica en la parte subhorizontal es WNW-ESE. También hay un juego subordinado de pliegues asimétricos de pequeña escala cabeceando al SSE. Se ha desarrollado estas planas extensionales en los segmentos de máxima curvatura del cuerpo mineralizado. El cuerpo subhorizontal tiene vetas en el bloque de techo y en el bloque de muro que son localmente coalescentes o tienen enlaces de dúplex (Foto 5.15). El límite superior está bien definido por una cizalla, y la veta presenta, típicamente, una serie de lentes. La veta de muro es generalmente más potente, pero presenta valores más bajos y tiene un límite gradacional a través de una serie de vetas cada vez más finas. La geometría de dúplex, los pliegues de arrastre y los criterios cinemáticos S-C muestran que hubo una fase temprana de movimiento inversa a la que se superpuso un fallamiento normal acompañado de brechificación.

Otras fallas mineralizadas incluyen:

(b) Vetas o zonas de vetillas con rumbos entre NNE-SSW y N-S, buzando fuerte a subvertical al Oeste ej. Mina Virgen del Cisne (Fig. 5.17). Las relaciones S-C indican movimiento dúctil-frágil inicial sinistral-inverso seguido de brechificación local asociado con movimiento de falla normal.

(c) Vetas con rumbos entre NNW-SSE y NW-SE y buzamiento moderado al SW, ej. minas de Sociedades Gonzalo, Los Líder y Reina del Cisne (Fig. 5.18). que son parecidas a Las Paralelas.

(v) El Sector La Fortuna Norte (véase Tabla 5.4) incluye estructuras mineralizadas dentro de un cinturón de serpentinita por el lado Norte de la zona de Falla Río Chico (Figs. 5.13 y 5.18). Se trata de vetas-falla principalmente paralelas o subparalelas a la Falla Río Chico, ej. NW-SE – WNW-ESE. Minas Ecuaminas y Nuevo Amanecer explotan la misma veta que es paralela al contacto fallado septentrional de un cuerpo elongado de microgranodiorita. La veta-falla explotada por la Mina El Licor está situada cerca del contacto septentrional del cinturón de serpentinita, y tiene un rumbo más E-W. Ambos sistemas tienen dos estructuras que se unen en profundidad: una subvertical en el techo y una de inclinación moderada en el muro. En el sistema de Ecuaminas-Nuevo Amanecer la falla subvertical es dominante y, al nivel de explotación, coincide aproximadamente con la intersección de las estructuras, hay solamente vestigios de la veta del muro. La mina Nuevo Amanecer se caracteriza por una zona de brecha con pedazos de veta de cuarzo plegados y desmembrados. En el sistema El Licor la veta principal es de buzamiento moderado. En ambos sistemas las lineaciones y estructura interna de las vetas subverticales indican movimiento oblicuo-normal. La veta-falla de El Licor está cortada y desplazada sinistralmente por fallas normales de orientación NW-SE con buzamiento al NE.

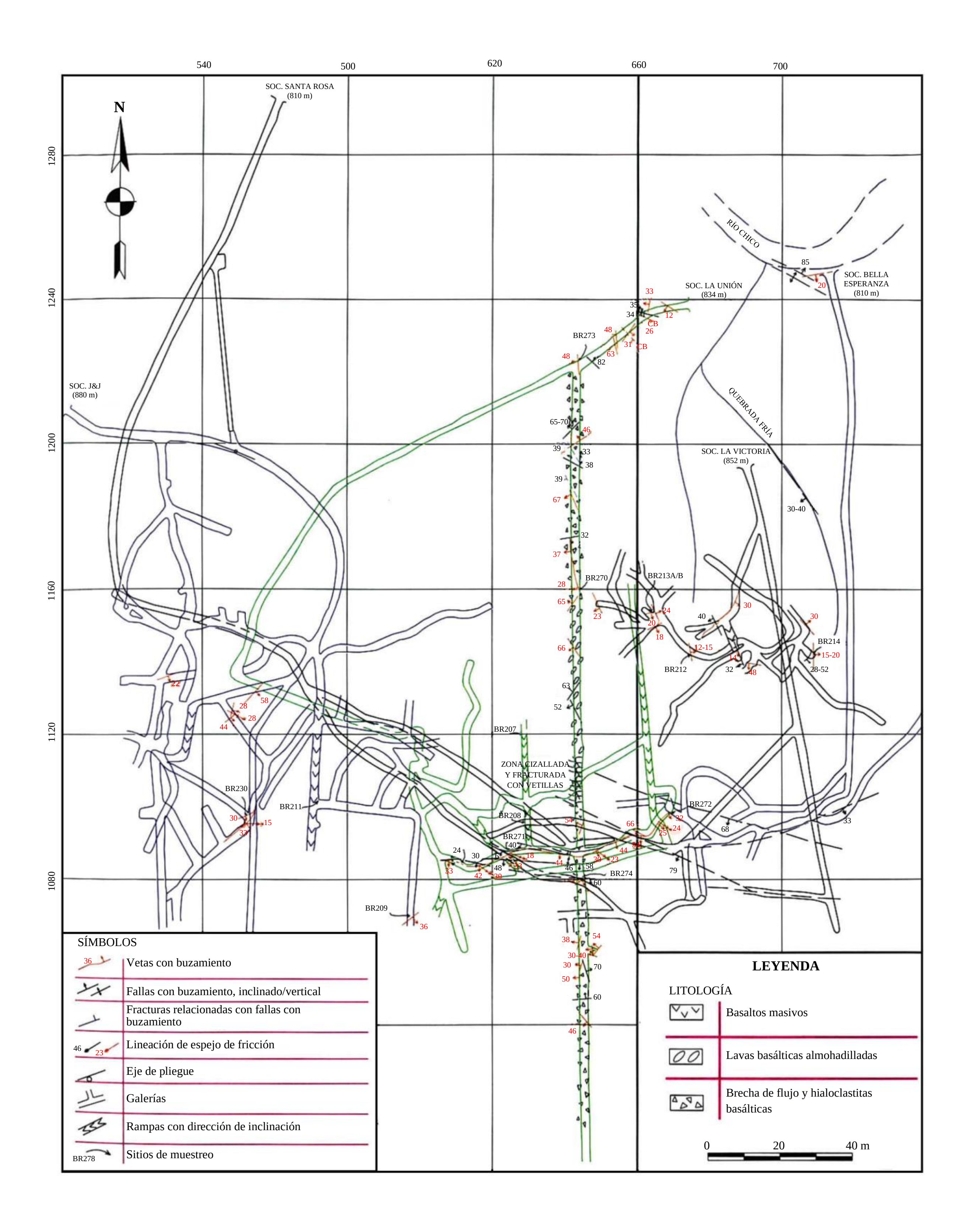


Figura 5.15 Mapa de los trabajos de la Cooperativa Minera Unión y Progreso en el sector La Fortuna Sur, Campo Minero San Gerardo

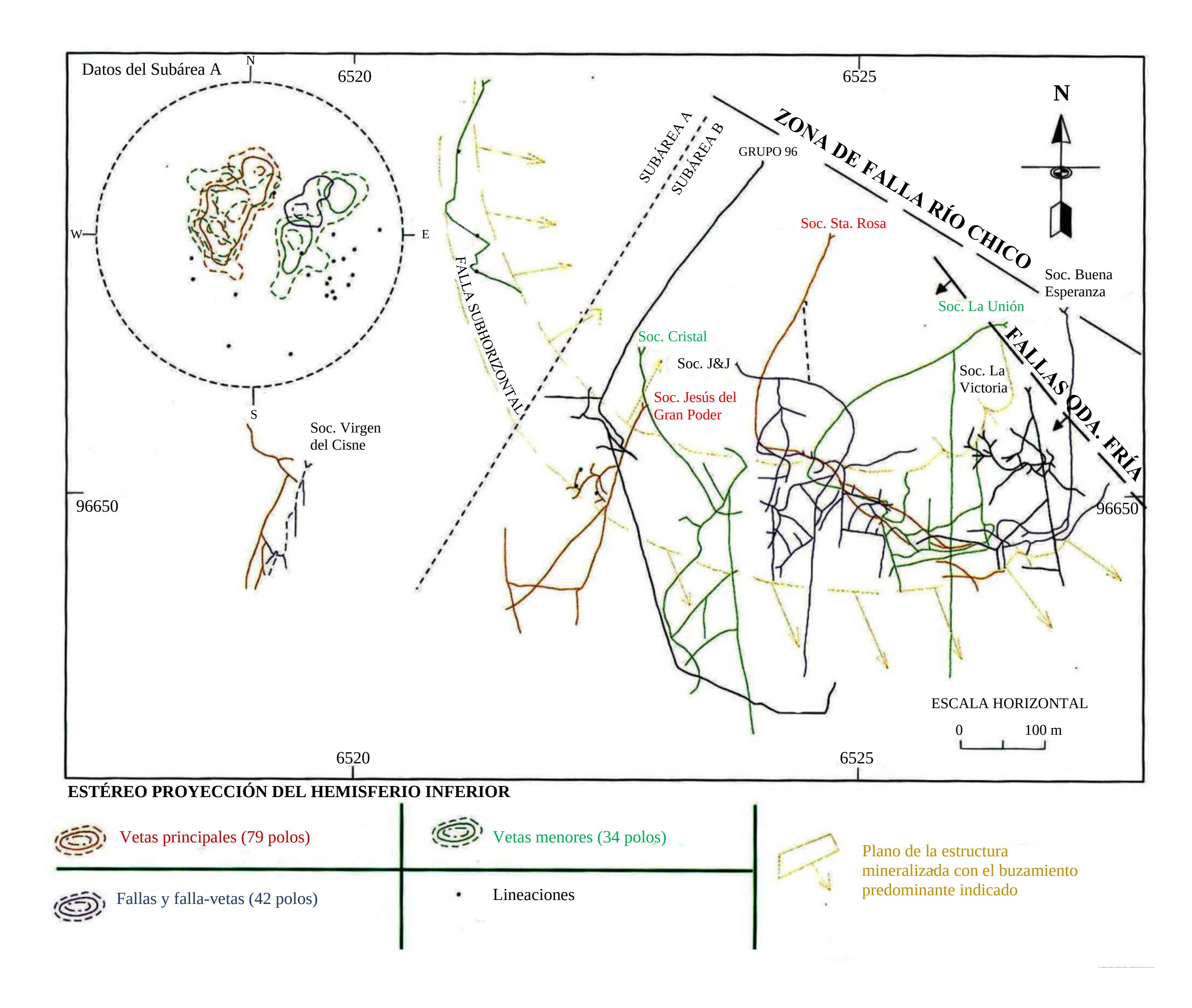


Figura 5.16 Mapa de síntesis del sector La Fortuna Sur, Campo Minero San Gerardo

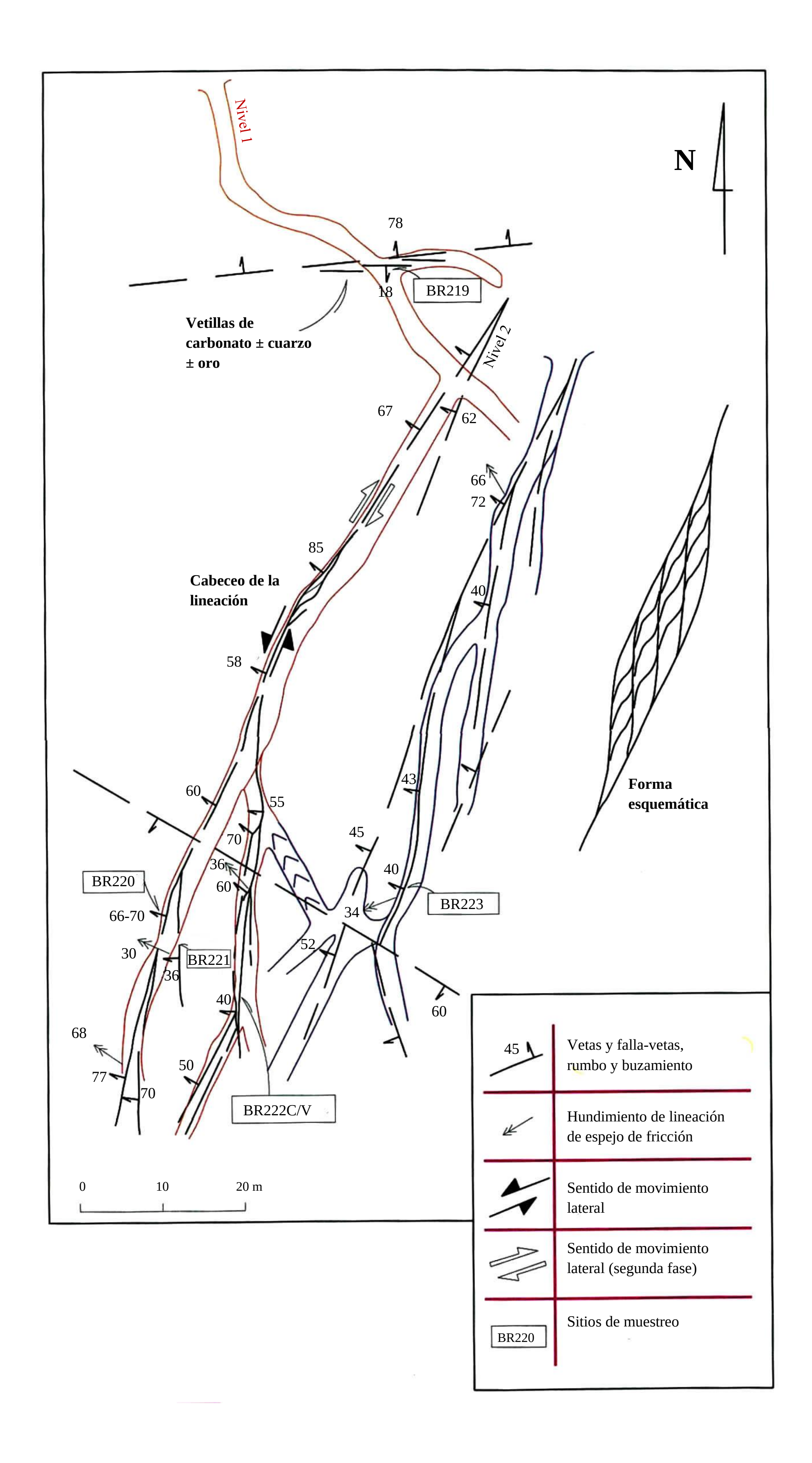


Figura 5.17 Plano de las relaciones estructurales de la Mina Virgen del Cisne, Sector La Fortuna Sur, Campo Minero San Gerardo

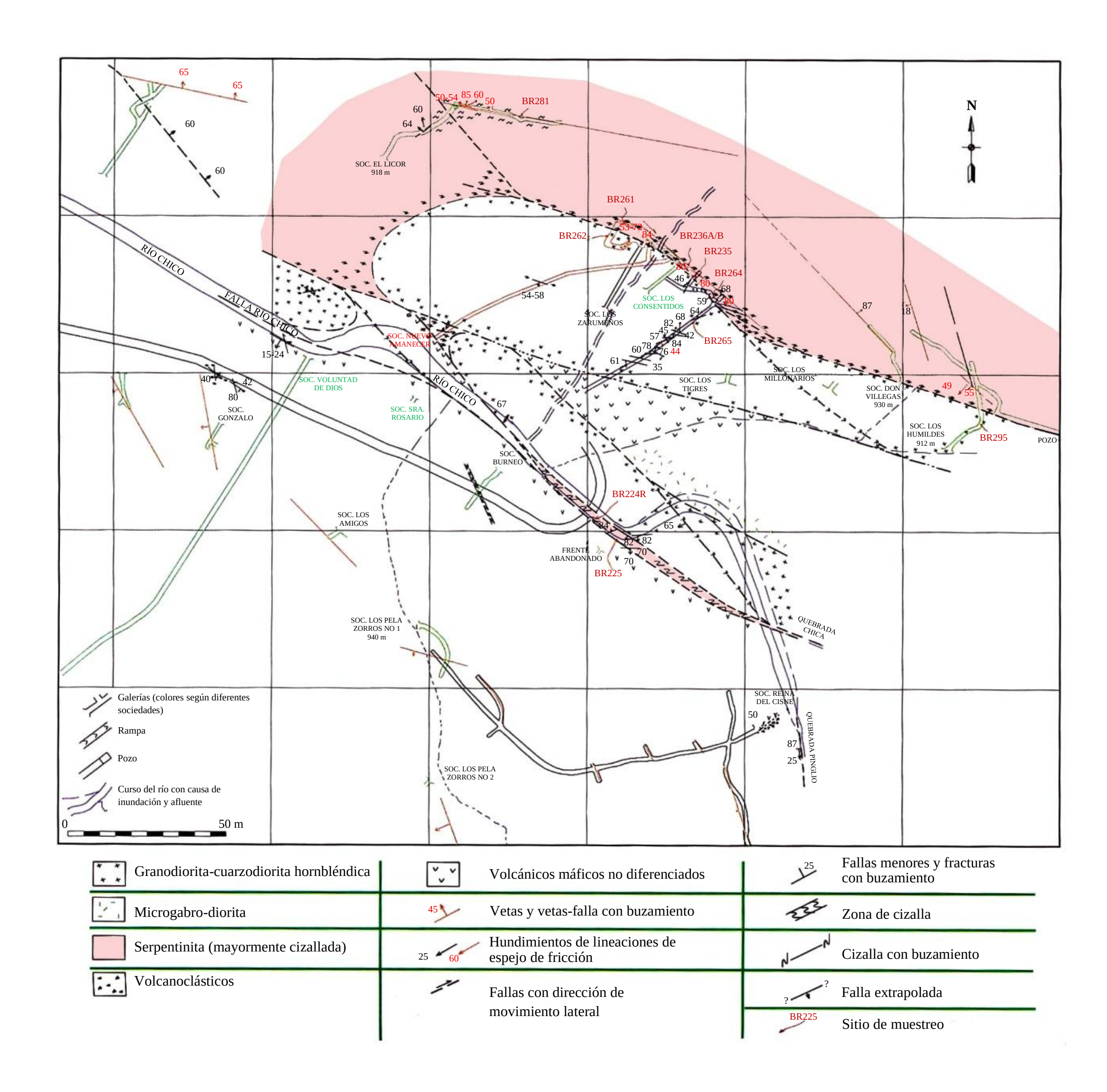


Figura 5.18 Mapa del sector La Fortuna Norte, Campo Minero San Gerardo.
Información del geólogo Jarvi Guisamano, Asesor Técnico de la Coop. Minera Unión y Progreso

5.6.5 Paragénesis

La paragénesis de la mineralización de San Gerardo ha sido descrita por Flores (1994) en términos generales de la evolución magmático-hidrotermal a escala de distrito en la que la deposición mineral en las vetas tuvo lugar durante la tercera fase de mineralización. Ésta fue dividida en tres estadios:

(i) Carbonatización con deposición de pirita diseminada.

(ii) Deposición de pirita, arsenopirita y oro durante el período de máxima actividad tectónica.

(iii) Deposición post-deformación de pequeñas cantidades de pirita, esfalerita, calcopirita y galena.

La revisión de las relaciones interminerales y las texturas de las vetas en términos de la evolución de las estructuras que alojan al mineral ha revelado que el esquema anterior no es totalmente correcto.

La microscopía de la mena se ha realizado en muestras representativas de los cinco sectores del área minera San Gerardo. Como los sulfuros principales, pirita y arsenopirita, muestran repetidas fases de deposición, es la asociación mineral de ganga la que da la clave para esclarecer la paragénesis.

Los resultados de esta evaluación muestran al menos tres, y frecuentemente cuatro, estadios de deposición de minerales de ganga con un patrón general de cuarzo/sílice fina que está brechificado y seguido por cuarzo aurífero grueso y después carbonatos. Algunos sectores pueden mostrar ligeras variaciones como se expresa en la Tabla 5.5

Tabla 5.5 Paragénesis con base en los minerales de ganga en varios sectores del campo minero San Gerardo

Sector del Campo Minero	**Fase 1**	**Fase 2**	**Fase 3**	**Fase 4**
Tres Cruces & Qda. Las Minas	Cuarzo fino o sílice	Cuarzo grueso & op + Au		Vetas de carbonato y relleno de brecha
San Gerardo (El Encanto)	Cuarzo fino & opacos	Carbonato ± cuarzo + opacos finos incl. oro	Cuarzo grueso & cb + op + Au intersticial	Vetas de carbonato
Las Paralelas	Cuarzo fino/grueso ± cb & op	Cuarzo grueso & op + Au		Vetas de carbonato
Fortuna Sur	Cuarzo fino/grueso ± cb & op	Cuarzo grueso & op + Au	Carbonato fino/grueso ± cuarzo & op	Vetas de carbonato & relleno de brecha
La Fortuna Norte	Cuarzo fino + cb & op	Cb grueso & op	Cuarzo grueso & cb + op + Au intersticial	

cb = carbonato; op = minerales opacos y Au = oro

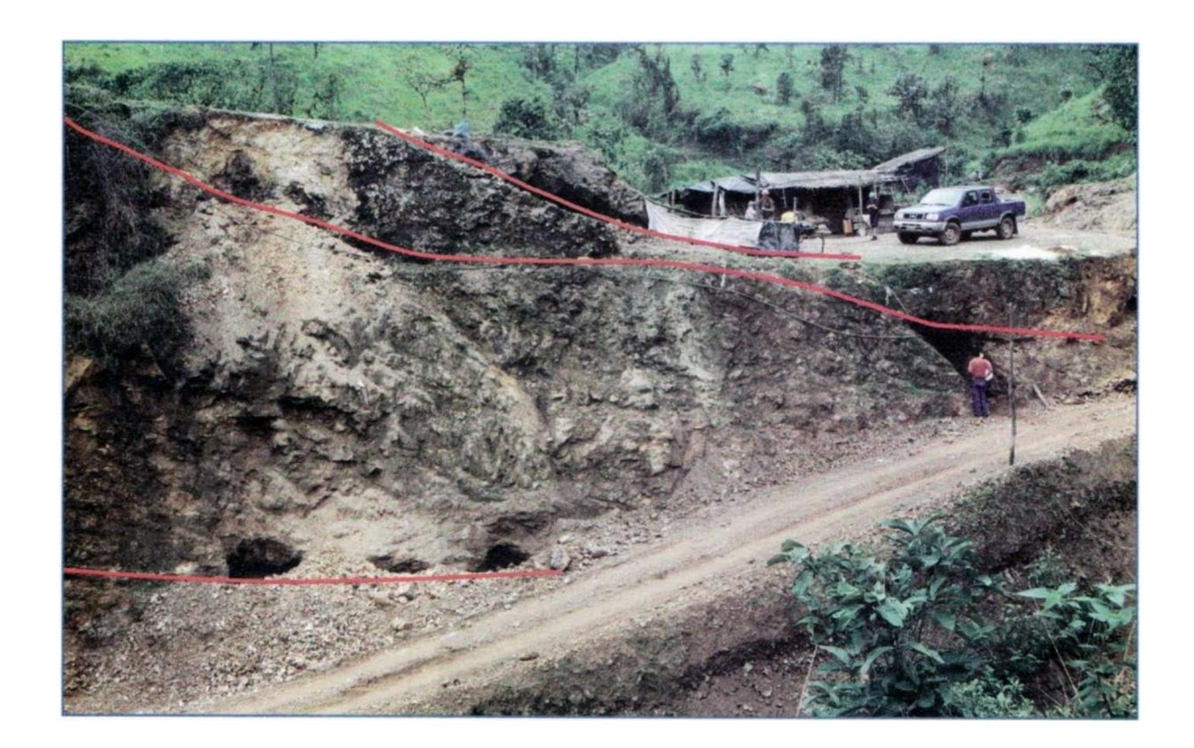


Foto 5.14 Vista parcial de la Mina San Antonio, Campo Minero San Gerardo, donde la mineralización está situada en fallas inversas de bajo ángulo (destacadas en rojo) con buzamientos entre 14 y 42° hacia el ESE-SSE (esquina superior derecho de la fotografía). Las rocas encajantes sobre el cabalgamiento inferior comprenden tobas lapilli dacíticas. Bajo este cabalgamiento hay flujos dacíticos masivos y brechas de flujo.

Las Fases 2 y 3 son variables dependiendo de cuando está presente la deposición de una fase de carbonato grueso y cuando ésta pre- o post-data el cuarzo grueso. No obstante, en cada caso la mayoría del oro visible y los sulfuros de metales base están asociados con la fase deposicional de cuarzo grueso.

La Fase 1 de cuarzo-sílice ± carbonato ocurre típicamente en los márgenes de las vetas y los bordes de las pantallas de roca de caja. Está localmente bandeada/laminada, puede tener textura cataclástica o sacaroidea y está incorporada comúnmente dentro de las brechas interminerales. Las Fases 2 y 3 muestran comúnmente texturas de relleno de cavidades incluyendo bandeado coloforme, texturas en peine y cavidades con drusas. La Fase 4 comprende brechas de fractura y de relleno con carbonato estéril. En la mayoría de los sectores existen evidencias de dos fases de brechificación (Foto 5.16); una a continuación de la Fase 1 que parece ser un fenómeno extendido y otra asociada con la Fase 3. La segunda fase de brechificación ha causado la fragmentación de los niveles semi-masivos de pirita.

Las fallas-vetas mineralizadas alojadas dentro de las serpentinitas de la Zona de Falla Río Chico exhiben características composicionales, mineralógicas y texturales bastante diferentes de los otros sistemas de vetas. Los movimientos tardi- o post-mineralización han deformado, brechificado y desmembrado repetidamente las vetas ocasionando una asociación muy compleja con varios tipos de asociación mineral (ej. qtz + carb + asp + py; qtz + stb + cp; qtz + carb + stb + spl + gn + cp + pirr). Las vetas de este sector se caracterizan por valores altos de plata (>500 g/t) y la presencia de sulfo-antimoniuros (polibasita o stylotypita). Los minerales portadores de la plata están asociados con (i) estibnita y esfalerita en carbonato, o (ii) estibnita, galena y ¿Sb nativo? en cuarzo.

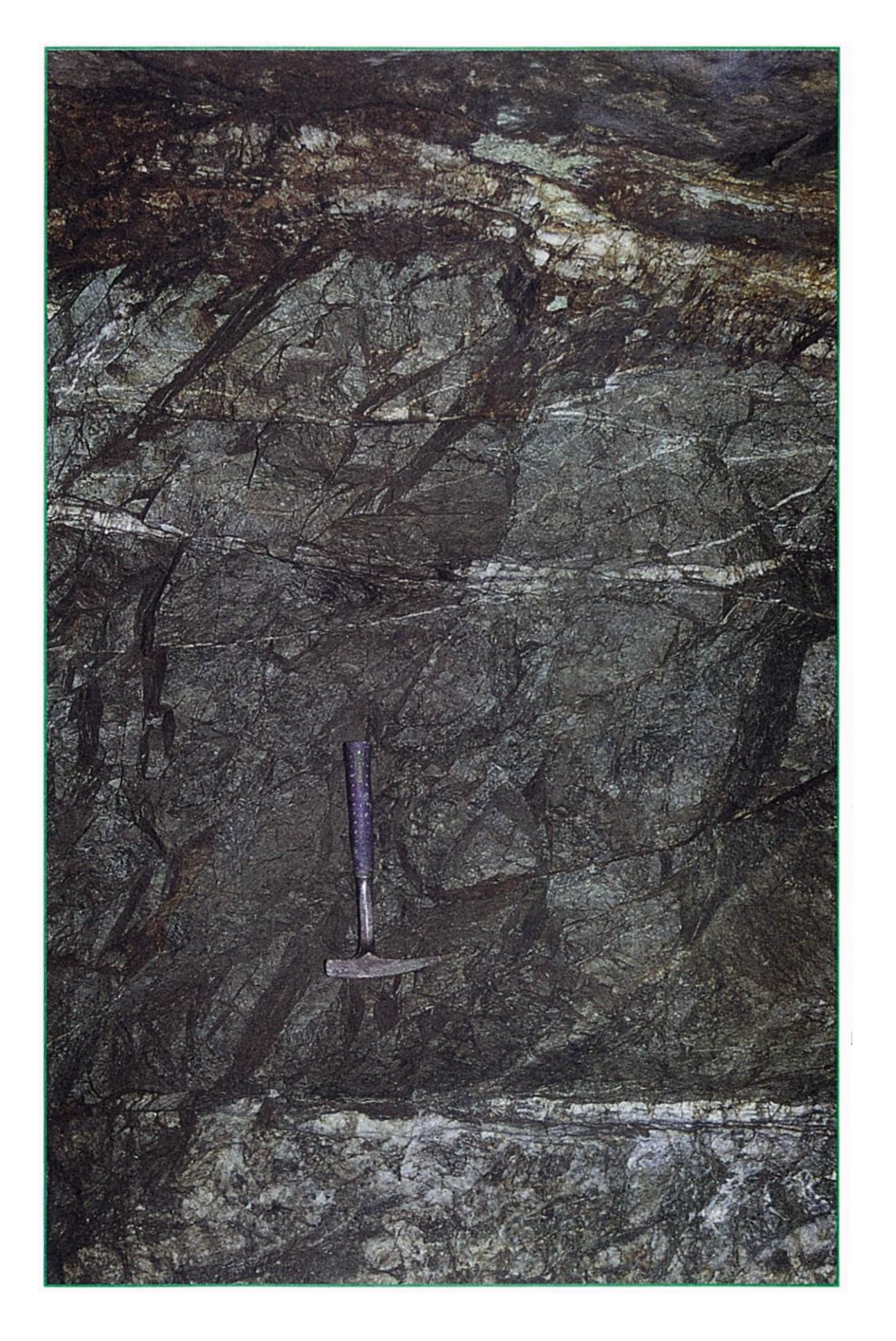


Foto 5.15 Zona mineralizada de oro buzando suavemente en volcanoclastitas gruesos (brechas de flujo) en la Mina Jesús de Gran Poder, Sector La Fortuna Sur, Campo Minero San Gerardo. Se observa una veta de cizalla de alto grado (>50g/t) en el techo teñida por óxidos de Fe, otra veta-brecha más potente de cuarzo y sulfuros rellenada con carbonato de bajo grado (<10g/t) en el muro con roca de la caja entremedio con vetas en dúplexes apilados y fracturas mineralizadas en "stockwork"

Recientemente se ha informado de vetas con cantidades apreciables de galena y esfalerita en la Mina La Victoria (J. Guisamano, com. per.).

La paragénesis general de los depósitos de San Gerardo al Sur de la Falla Río Chico se resume:

(i) Cuarzo/sílice temprano fino ± carbonato menor con arsenopirita fina, pirita menor ± calcopirita.

(ii) Brechificación generalizada (carbonato ± cuarzo menor y arsenopirita y/o pirita).

(iii) Cuarzo grueso ± carbonato intersticial con pirita, esfalerita y oro nativo ± arsenopirita ± calcopirita ± bornita ± estibnita ± tennantita.

(iv) Carbonato como niveles de grano fino o como agregados de hojas gruesas ± cuarzo ± pirita ± calcopirita ± arsenopirita ± oro. Localmente asociado con una segunda fase de brechificación.

(v) Cizallas y fracturas entrecruzadas tardías con carbonato y sin sulfuros.

5.6.6 Discusión

Los datos de los sedimentos fluviales muestran anomalías moderadamente dispersas de Au, As, Cu, Sb y Hg en el área de San Gerardo, mientras que los valores anómalos de Pb, Zn, Ag, Bi, Cd y Mo aparecen mucho más localizados en el sector La Fortuna de Río Chico. Las muestras de saprolito sobre el lecho rocoso dieron anomalías fuertes de oro y arsénico en un área de 7×2 km y parece que el patrón está relacionado espacialmente con los complejos volcánicos-subvolcánicos dacíticos-riodacíticos (Fig. 5.19).

Mientras que la composición química y las texturas de relleno de espacios abiertos son características de ambientes epitermales, el régimen compresivo, el veteado subhorizontal de cuarzo-oro de rotura-sellado, la abundancia de arsenopirita y la finura del oro no son típicamente epitermales, sino que tienen más en común con los sistemas mesotermales.

Las estructuras que alojan la mineralización, en la mayoría de las minas visitadas, muestran una fase temprana de movimiento predominantemente inverso, seguida de una segunda fase de movimiento normal, comúnmente acompañado por brechificación, en la que se introdujo la mayoría del oro. Se puede explicar el conflicto aparente entre los criterios de ambiente de la mineralización considerando que la fase inicial de veteado, asociada con un tectonismo compresivo/transpresivo, ocurrió bajo condiciones mesotermales y fue suplantada por una fase de extensión asociada a un rebote tectónico, levantamiento y magmatismo que en los niveles altos ocurrió bajo condiciones epitermales.

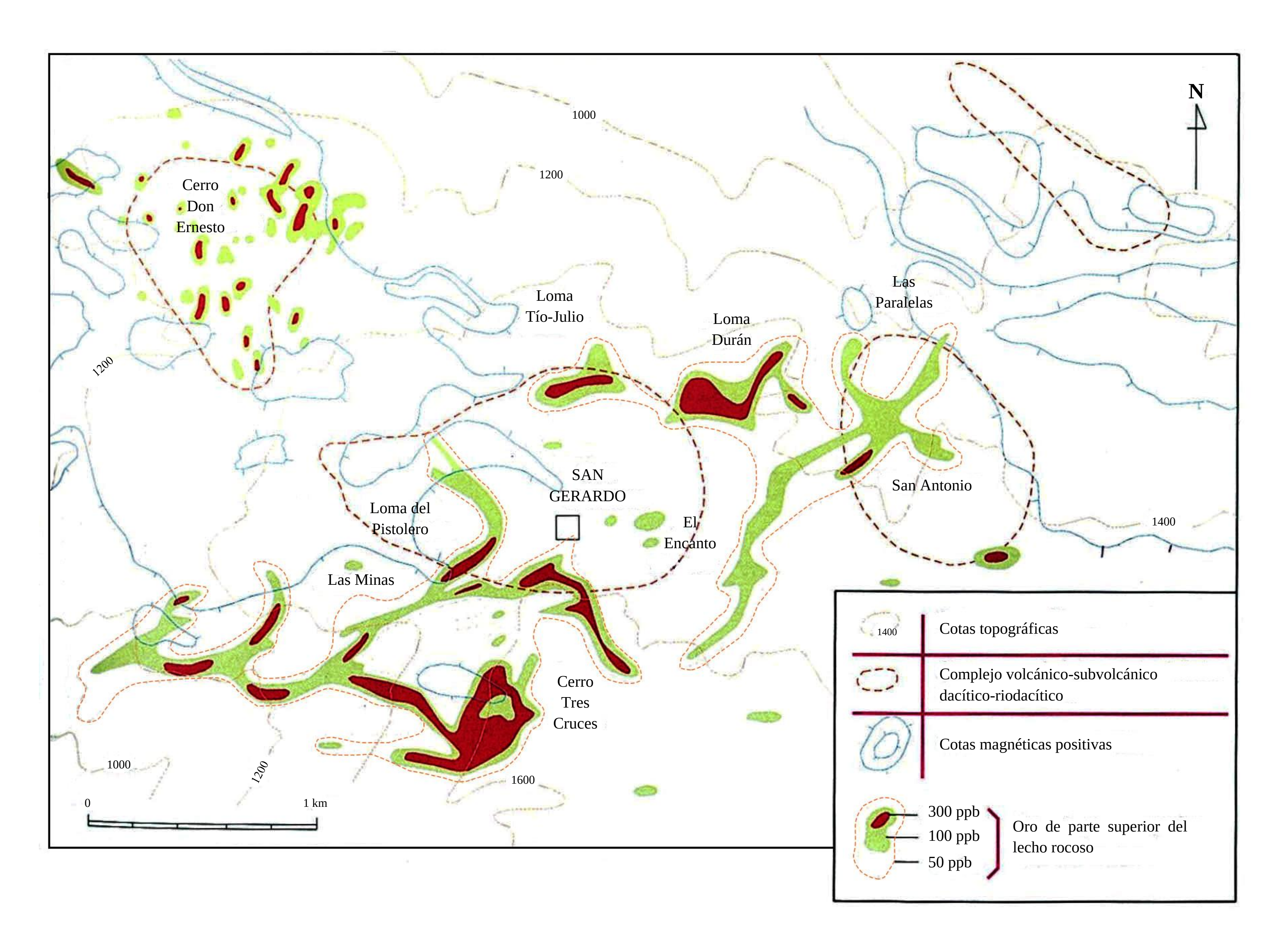


Figura 5.19 Mapa de anomalías geoquímicas y geofísicas del Campo Minero San Gerardo. Tomado de Henley (1991), Odin Mining International Inc.

Las relaciones con la Falla Río Chico son fundamentales para entender la geometría y evolución del régimen de esfuerzos antes, durante y después de la mineralización. La disposición generalmente empinada de las fallas sugiere un régimen sinistral en dirección, pero como Pratt et al. (1997) deducen a partir de dos modelos teóricos de movimientos en dirección (a) fallamiento simple conjugado o (b) cizallas Riedel que implican extensión E-W, esto no explica adecuadamente la orientación del cuerpo mineralizado. La configuración arqueada del cuerpo mineralizado en el Sector Río Chico Sur (Fig. 5.16) sugiere varias disposiciones:

(i) Mineralización en un sistema conjugado de fallas inversas (en sección transversal ej. σ_1 horizontal/σ_3 vertical).

(ii) Plegamiento de una estructura mineralizada subhorizontal preexistente.

(iii) Delaminación e introducción de la mineralización durante plegamientos relacionados con cabalgamientos.

En todos los casos el esfuerzo máximo compresivo (σ_1) debería estar alineado más NE-SW que E-W. La alineación general, NW-SE a WNW-ESE de la falla y de las unidades litológicas dentro del campo aurífero y la evidencia cinemática de una fase dúctil-frágil de movimiento dextral-inverso en la zona de falla, sugieren transporte tectónico desde SW o WSW al NE o ENE. Esto puede explicar el emplazamiento tectónico de la serpentinita y, posiblemente, del paquete de unidades de brechas de flujo y la localización de las vetas-falla en los contactos de estas unidades. También la unidad de tobas y brechas dacíticas en la parte superior (Sector San Gerardo; Fig. 5.13) está colocada por el mismo sistema de fallas inversas y cabalgamientos. Parece probable que algunos horizontes de chert localicen o sean zonas de falla mineralizada.

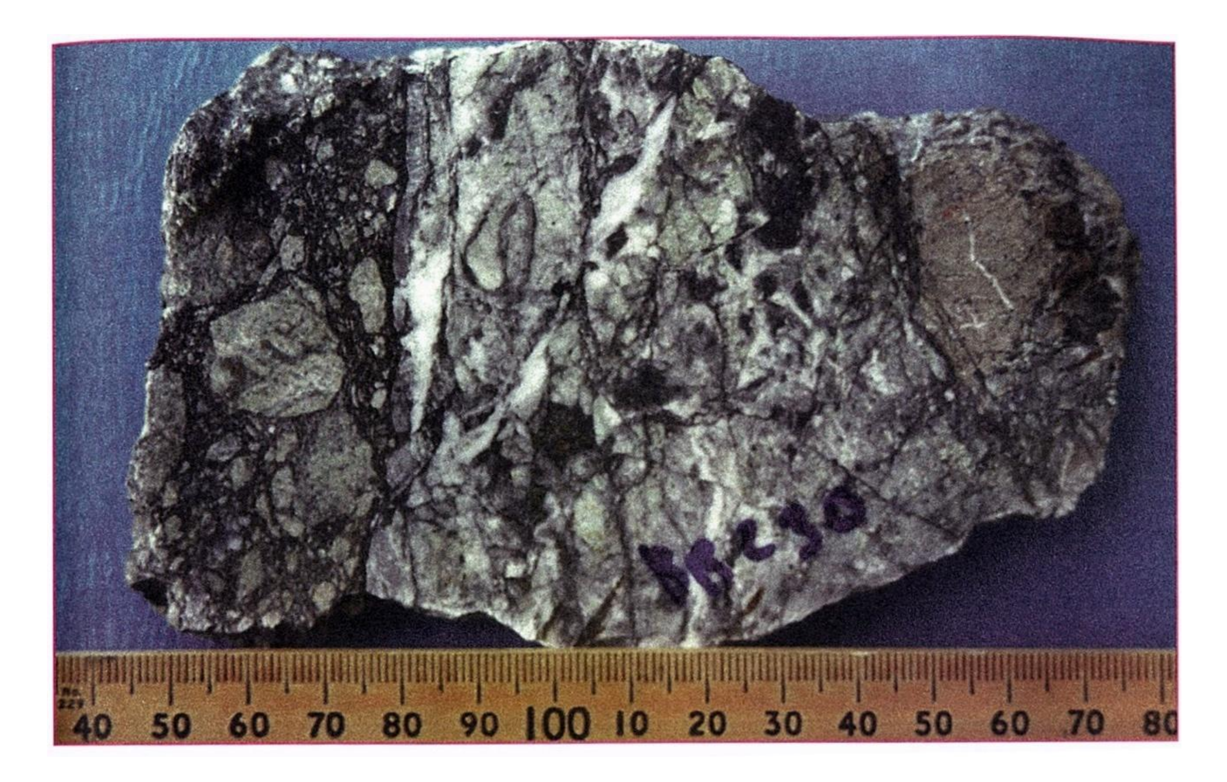


Figura 5.16 Veta-brecha que muestra por lo menos dos fases de brechificación: fase sin-tardía con relleno de cuarzo + carbonato y parches de sulfuros y fase final de brechificación con una matriz milonitizada. Muestra de mano (BR-230) de la Mina J & J, Sector La Fortuna Sur, Campo Minero San Gerardo.

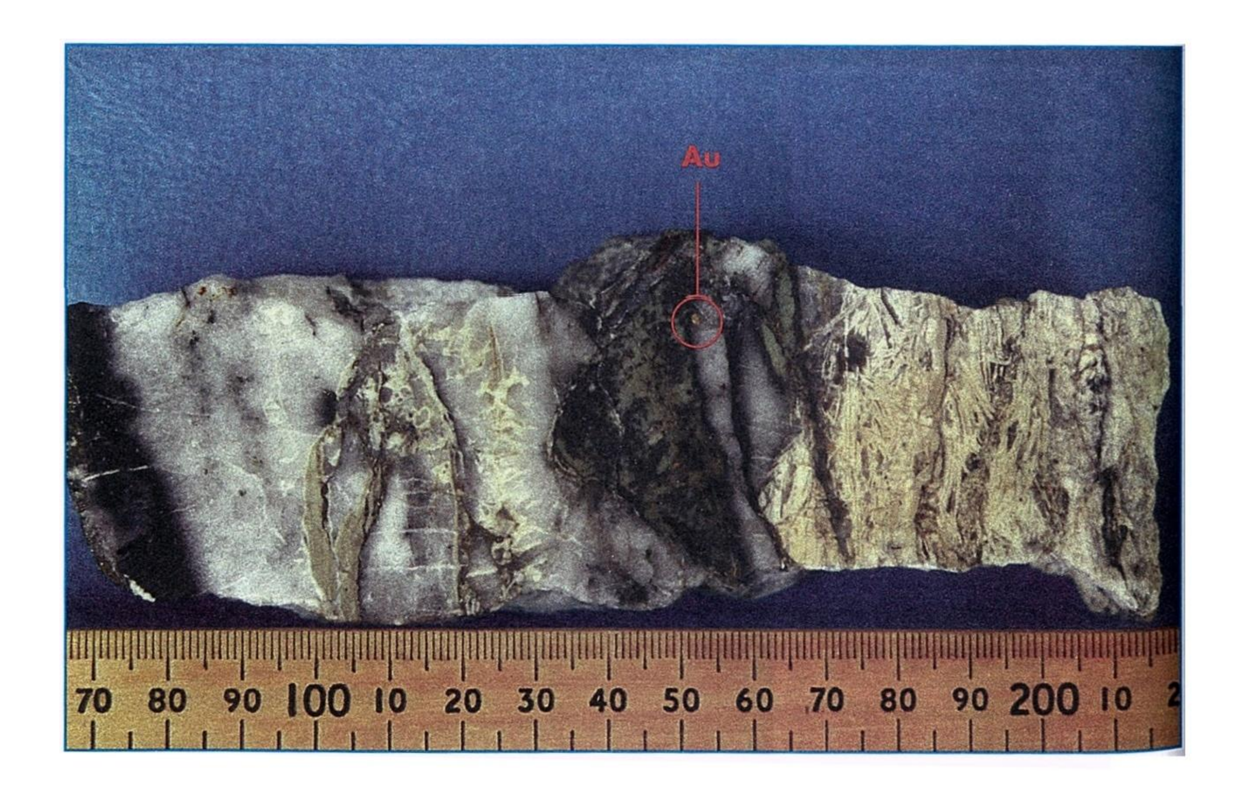


Foto 5.17 Corte de una veta bandeada y localmente brechificada con fragmentos de la roca encajante y relleno de cuarzo y carbonato. Véase la chispa de oro (Au). Muestra de mano BR-218. Mina Virgen del Cisne, sector La Fortuna Sur, Campo Minero San Gerardo

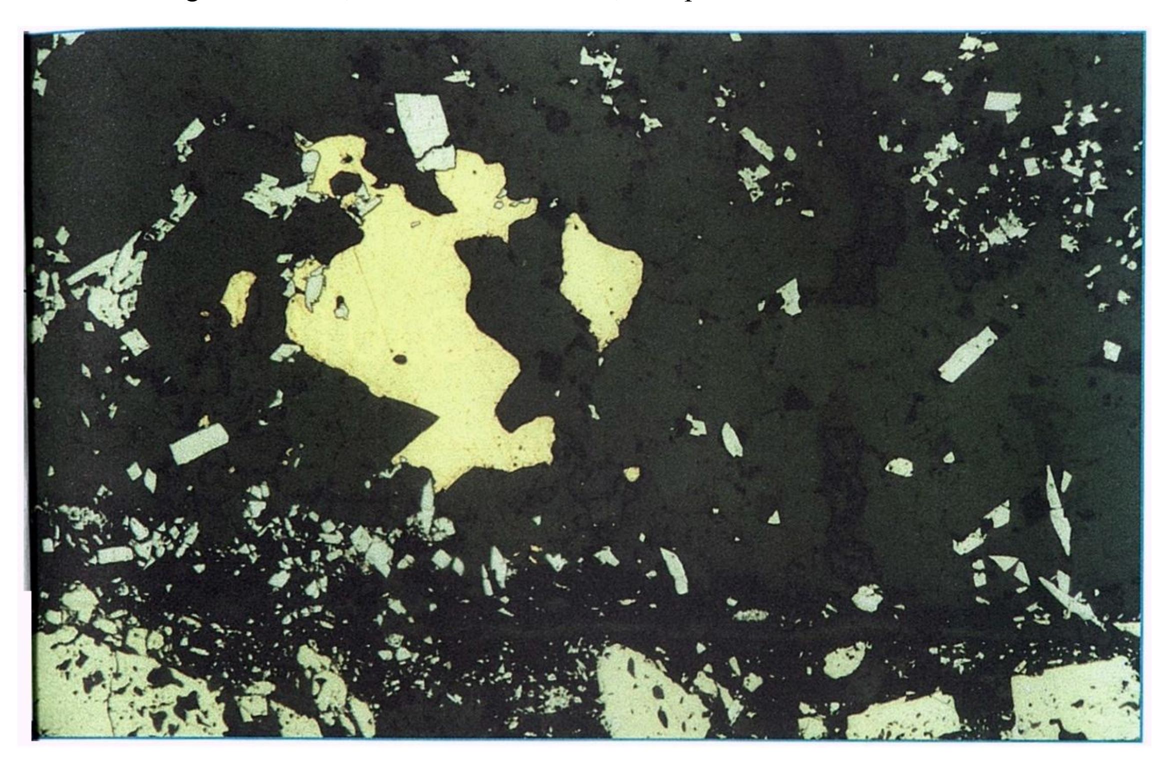


Foto 5.18 Microfotografía en luz reflejada de una veta de cuarzo con oro (0.8 mm diám.) y arsenopirita euhedral bordeada con pirita (algo fragmentada) y arsenopirita fina. Muestra BR-218, Mina Virgen del Cisne, sector La Fortuna Sur, Campo Minero San Gerardo

La edad relativa y el papel de los complejos dacíticos-riodacíticos y las intrusiones subvolcánicas en la génesis y localización de la mineralización aún tiene que ser establecida. Es evidente, a partir de la alteración hidrotermal sobreimpuesta y de la localización de la mineralización en el interior de los cuerpos, las zonas de contacto y los conglomerados derivados de los complejos, que la metalogénesis postdata al magmatismo calco-alcalino. Además, la presencia de un gran cuerpo de dacita/riodacita podría haber focalizado el desarrollo de rampas de cabalgamientos en esta área. Los cabalgamientos en el sector de San Antonio (Foto 5.14) que buzan al SE están considerados como rampas laterales.

5.6.7 Conclusiones

(i) El campo aurífero de San Gerardo ha sufrido tectónica compresiva/transpresiva durante al menos dos eventos: pre- o sin- y post-Grupo Saraguro (ca. 38-20 Ma).

(ii) Un transporte tectónico dirigido al NE y asociado con una subducción oblicua antes de 25 Ma podría ser responsable del emplazamiento de las rocas serpentiníticas (cinturón de la Falla Río Chico) y de la formación de cabalgamientos y fallas inversas de rumbo NW-SE a WNW-ESE. Las fallas conjugadas se orientarían, típicamente NNW-SSE a N-S (dextrales) o aproximadamente ENE-WSW a E-W (sinistrales) bajo este régimen de esfuerzos.

(iii) Rotación en el sentido de las agujas del reloj de los esfuerzos de campo remoto hasta una posición aproximada E-W en el Terciario medio. Las fallas inversas tempranas de dirección NW-SE como la Falla de Río Chico evolucionaron a estructuras en dirección predominantemente sinistrales. Se iniciaron cabalgamientos de orientación N-S mientras las fallas de rumbo ENE-WSW fueron reactivadas con una componente de movimiento dextral.

(iv) La mineralización está controlada estructuralmente y localizada mayormente dentro de los cabalgamientos subhorizontales y fallas inversas/zonas de cizalla de segundo orden relacionadas con rampas de techo y muro.

(v) La mineralización ocurrió después del magmatismo calco-alcalino y se extiende al periodo transicional entre las fases tectónicas compresiva y extensiva. La formación de las vetas tuvo lugar inicialmente bajo condiciones mesotermales (fases 1-2 de la paragénesis) que evolucionaron a más epitermales (fases 2-4). Estas características epitermales son evidentes únicamente en las volcanitas dacíticas de las cotas más altas, en las vetas-falla conjugadas y en las vetas tardías.

(vi) Las vetas-falla del Sector La Fortuna Norte, a lo largo de la zona de Falla Río Chico, que tienen una evolución extendida y se caracterizan por alteración argílica y una asociación de carbonato con minerales de Ag, Sb, Pb y Zn son más típicas de un ambiente epitermal.

(vii) El oro se encuentra alojado en vetas lenticulares extensionales y en vetas-falla con textura de cintas o laminación de rotura-sellado y localmente brechificadas debido a la reactivación a lo largo de planos en un sentido de movimiento normal o normal-oblicuo. Las vetas más potentes coinciden con las porciones planas del sistema mineralizado, donde la dilatación se produciría a lo largo de la falla inversa y la delaminación ocurriría en los sectores curvados.

(viii) Existe una relación espacial y probablemente causal con los complejos intrusivo-extrusivos dacíticos puesto en evidencia por el patrón anómalo del oro, el control estructural, la alteración hidrotermal extensa y la mineralización en “stockworks” y diseminaciones.

5.6.8 Comparación entre los sistemas epi-mesotermales de Bella Rica y San Gerardo

Los rasgos claves de los campos mineros de Bella Rica (y Muyuyacu) y San Gerardo están resumidos en los perfiles descriptivos de los depósitos en la Tabla 9.2

En general el campo aurífero de San Gerardo, en contraste con el de Bella Rica, se caracteriza por:

(i) Variedad litológica (conjunto ofiolítico) dentro de la Unidad Pallatanga.

(ii) Complejos intrusivos-extrusivos dacíticos-riodacíticos con volcanitas andesíticas y dacíticas del Grupo Saraguro.

(iii) No hay asociación espacial y genética cercana obvia con pórfidos tonalíticos-cuarzodioríticos.

(iv) Predominio de estructuras mineralizadas de bajo ángulo o planamente dispuestas.

(v) Bajos contenidos de sulfuros y la presencia de oro libre.

(vi) Asociación de sulfuros (py-asp-stb-spl vs. py-pirr-cp-asp).

(vii) Oro más fino con bajos contenidos de Ag (excepto el Sector La Fortuna Norte).

(viii) Fuerte correlación entre Au y As y, débil correlación entre Au y Cu.

(ix) Niveles más altos de Cd, Sb, Hg y más bajos de Te, Pb y Bi.

6

CHIMENEAS DE BRECHAS EPI-MESOTERMALES DE ORO-POLIMETÁLICAS CON TURMALINA: CINTURÓN TRES CHORRERAS – LA PLAYA

6.1 Generalidades

Dentro del distrito de Azuay se han estudiado varias minas y prospectos de este tipo (Fig. 6.1). Todas ellas se han agrupado en un tipo de mineralización denominado Tres Chorreras. Los cuerpos mineralizados estudiados además de compartir sus características principales están agrupados en un sector longitudinal limitado que ha sido llamado Cinturón Tres Chorreras-La Playa. Se han visitado varias minas y prospectos: Tres Chorreras, Gigantones, Llashipal, La Playa y La Tigrera. Otras minas y prospectos no han sido reconocidos por diversas causas: Guabisay y Don Guzmán. Algunas de estas estructuras de brechas no están mineralizadas y otras, aunque tienen algunos valores de Au, no han sido aún exploradas adecuadamente.

Este tipo de yacimientos minerales está directamente relacionado con la presencia de intrusivos en los niveles altos de la corteza y, por tanto, con mineralizaciones tipo pórfido. A pesar de ello, en ninguno de ellos se ha encontrado por el momento mineralización tipo pórfido, por lo que no pueden encuadrarse en esa tipología. La presencia de mineralizaciones tipo pórfido en sectores próximos permite sugerir que ambos tipos son partes diferentes de sistemas similares. Esta idea está reforzada por la existencia de brechas mineralizadas en relación directa con pórfidos conocidos; estas últimas brechas no se incluyen en este apartado ya que al conocerse los pórfidos mineralizados de sus sistemas han sido consideradas partes integrantes del pórfido relacionado.

Todas las minas y prospectos visitados son de pequeño tamaño, la mayoría se encuentran inactivas o son beneficiadas temporalmente por mineros informales; dos de ellas (La Tigrera y Tres Chorreras) son las únicas explotadas continuamente mediante el sistema de cooperativa. Un prospecto (La Playa, que comprende varias chimeneas de brechas) está siendo explorado actualmente por ECUANOR.

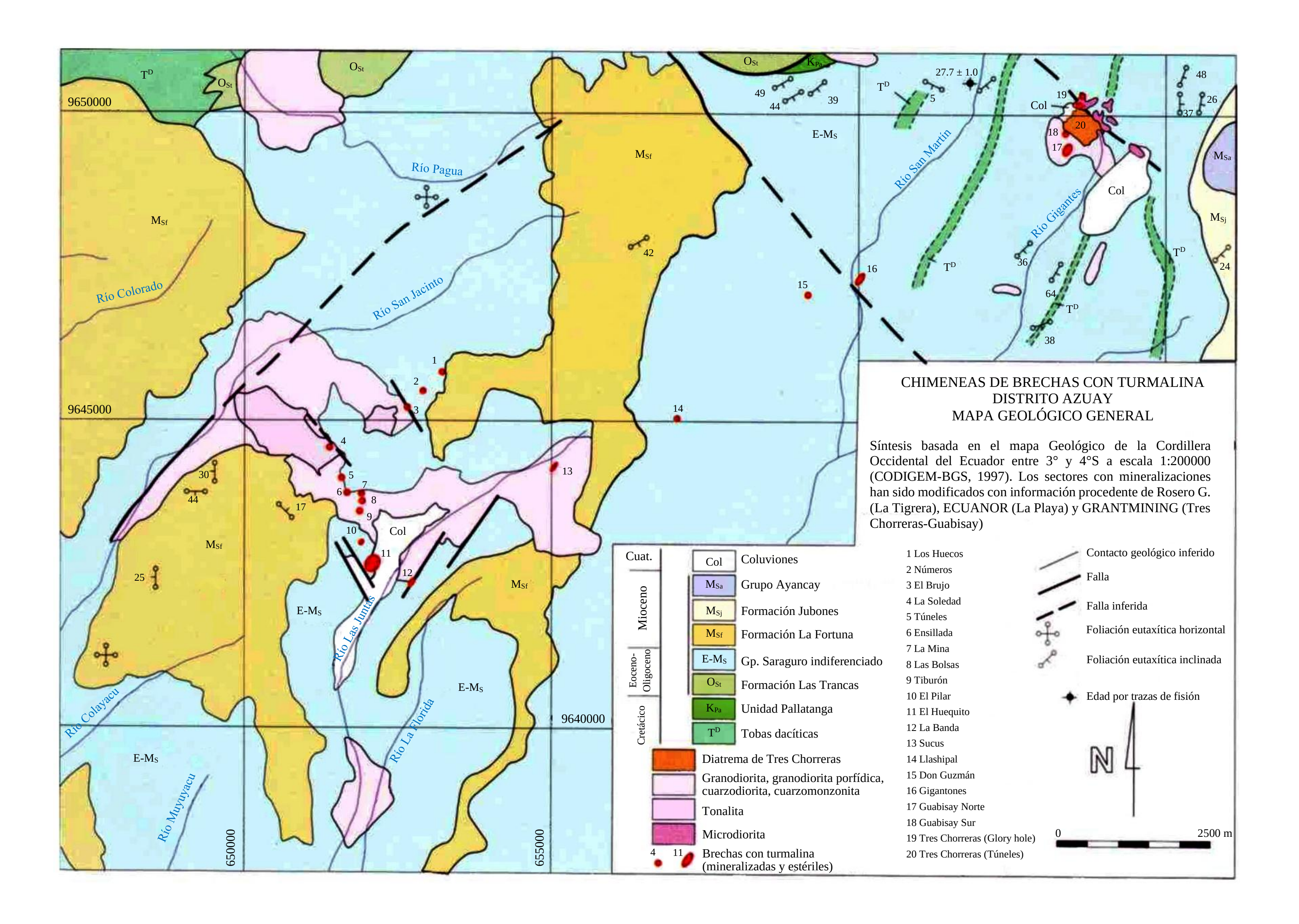


Figura 6.1 Mapa geológico con la situación de las chimeneas de brechas estudiadas. Tomado del mapa de la Cordillera Occidental del Ecuador (CODIGEM-BGS, 1997) entre 3°-4°S, con modificaciones de las compañías mineras

6.2 Ambiente geológico general

Las mineralizaciones estudiadas se encuentran en la Cordillera Occidental. Dentro de la división provisional de terrenos del Ecuador de Litherland & Zamora (1993) están encuadradas en el Terreno Piñón-Macuchi, formado por rocas oceánicas; pero están situadas prácticamente en el límite con el Terreno Chaucha, de origen continental. Estudios más recientes de la Cordillera Occidental del Ecuador (Dunkley & Gaibor, 1997a; Pratt et al., 1997) permiten hacer algunas modificaciones a este esquema. El Terreno Provisional Piñón-Macuchi ahora puede ser dividido en varias unidades geo-estructurales como resultado del nuevo mapa de la cordillera. En el sector que nos ocupa estaría en el Terreno Pallatanga, formado por basaltos de fondo oceánico (Unidad Pallatanga, Cretácico), turbiditas (Unidad Yunguilla, Maestrichtiense) y sedimentos de cuenca (Grupo Angamarca, Paleoceno-Eoceno). El límite con el Terreno Chaucha está situado en la Falla Bulubulu que en este sector no tiene una clara expresión cartográfica y ha sido situada con ayuda de fotointerpretación. El límite entre ambos terrenos no es fácil de situar en esta zona, ya que existe una cobertera que uniformiza la geología observable. Se trata de rocas volcánicas y sedimentarias de edades Eoceno-Mioceno pertenecientes al Grupo Saraguro (Dunkley & Gaibor, 1997a) que comprende varias unidades diferenciadas por Pratt et al. (1997): Formación Las Trancas, Formación La Fortuna y Formación Jubones; además de amplias zonas indiferenciadas. El lineamiento de RADARSAT escogido como límite de terrenos presenta características geológicas que apoyan su identificación como la Falla Bulubulu.

(i) Es el límite oriental de los afloramientos de la Unidad Pallatanga.

(ii) Los estratos del Grupo Saraguro indiferenciado que en general están subhorizontales muestran buzamientos altos que indican actividad tectónica (Misión Belga, 1989c; Dunkley & Gaibor, 1997a; Pratt et al., 1997).

(iii) Separa los dominios de las Formaciones Jubones y La Fortuna, pertenecientes a los tramos altos del Grupo Saraguro y con composición litológica muy similar, indicando que la actividad de esta sutura fundamental ha perdurado al menos hasta el Mioceno Inferior.

En cualquier caso, los cuerpos de brechas estudiados se encuentran próximos a una gran estructura de falla que separa ambos terrenos y, posiblemente, están controlados estructuralmente por fallas relacionadas genéticamente con esta gran estructura. Más abajo se tratará esta hipótesis en mayor detalle, dentro del apartado de estructura.

Todo el sector presenta abundantes intrusiones, principalmente granodioríticas y dioríticas, que permiten presumir la existencia de un batolito parcialmente exhumado. Algunas de estas intrusiones tienen una estrecha relación con la estructura y las mineralizaciones.

En las cercanías de la mina Tres Chorreras se ha realizado una datación absoluta de rocas del Grupo Saraguro. El método utilizado fue "fission track" que ofreció una edad de 27.7 ± 10 Ma, aunque en zonas más al Norte se han citado edades más antiguas (38 Ma según Dunkley & Gaibor, 1997a). Algunos de los cuerpos intrusivos de sectores cercanos han sido datados y sus edades por K-Ar son 18 ± 0.6 Ma (Shagli) y 20 ± 0.18 Ma (San Sebastián), por tanto, del Mioceno Inferior.

Casi todos los cuerpos de brechas visitados se sitúan en alguno de estos cuerpos intrusivos, principalmente en sus bordes con la roca de caja, pero algunos de ellos se han desarrollado en el borde exterior de los mismos, en los materiales del Grupo Saraguro. Más abajo se describirá la situación geológica concreta de cada uno de ellos.

6.3 Estructura

Todas las chimeneas de brechas estudiadas se presentan claramente alineadas sobre el mapa (Fig. 5.1), si bien es verdad que en detalle este alineamiento presenta irregularidades que pueden ser explicadas estructuralmente. Se realizó una interpretación de imágenes RADARSAT y de fotografías aéreas con el resultado que se puede apreciar en la Fig. 6.2. En este esquema se diferencian 4 tipos principales de lineamientos. En primer lugar, existen estructuras N60°E con gran continuidad en dirección; la principal de ellas enlaza en sentido amplio todas las estructuras de brechas estudiadas. El segundo grupo, de rumbo N130°E, presenta menor continuidad en dirección, pero existen grupos formados por varias estructuras subparalelas. Ambos grupos tienen un control pequeño de la red de drenaje y se identifican principalmente por cambios suaves en la topografía. El tercer grupo, sin embargo, controla intensamente la red fluvial actual y en algunos sectores presenta grupos subparalelos; su dirección oscila entre N20° y N40°E. Finalmente existe un grupo más reducido de lineamientos de pequeña continuidad en dirección e intenso control de la red fluvial y el relieve actuales, su dirección es N150°-170°E.

Observando el mapa de lineamientos (Fig. 6.2) se aprecia una clara relación de las chimeneas de brechas con el principal lineamiento N60°E y con los lineamientos transversales N130°E. El gran lineamiento N60°E (Falla de La Tigrera) podría corresponder a una falla ramificada en cola de caballo de la Falla Bulubulu (Fig. 5.1). Dado que esta fractura tiene un movimiento dextral sus ramas han de tener el mismo sentido de movimiento y los lineamientos transversales N130°E ocuparían una posición extensional en el sistema que favorecería el emplazamiento de cuerpos intrusivos superficiales y la formación de brechas asociadas. Según se ha observado en otras colas de caballo de grandes estructuras de cizalla, en la zona cóncava es donde se forman principalmente las estructuras extensionales de segundo orden, y éstas son las que están frecuentemente mineralizadas (González-Clavijo et al., 1993).

Este intenso control estructural de las mineralizaciones ha permitido definir dentro del Distrito de Azuay el Cinturón Tres Chorreras-La Playa (Fig. 5.1), una banda de ocurrencias minerales que sigue el Sistema de Fallas Bulubulu y se ensancha en su parte Sur cubriendo su abanico extensional al Norte de la Falla del Jubones. Esta banda ha sido denominada Cinturón Tres Chorreras - La Playa (Fig. 6.3).

Además de este control regional, se han observado controles estructurales y litológicos locales en cada chimenea de brechas que se describirán más abajo, dentro del apartado dedicado a cada mina o prospecto.

6.4 Descripción de los cuerpos de brechas

No todos los cuerpos de brechas visitados presentan mineralización, pero se mantienen dentro de este informe para constatar su presencia e indicar la existencia de grupos de cuerpos de brechas en los que sólo algunas estructuras presentan mineralización, lo que es frecuente en otros distritos de este tipo (Los Bronces-Río Blanco, Chile; Warnaars et al., 1985). Para el Sistema de Información Geográfica y la Base de Datos se han agrupado los cuerpos de brecha teniendo en cuenta no sólo la proximidad geográfica, sino también su pertenencia a una misma propiedad minera.

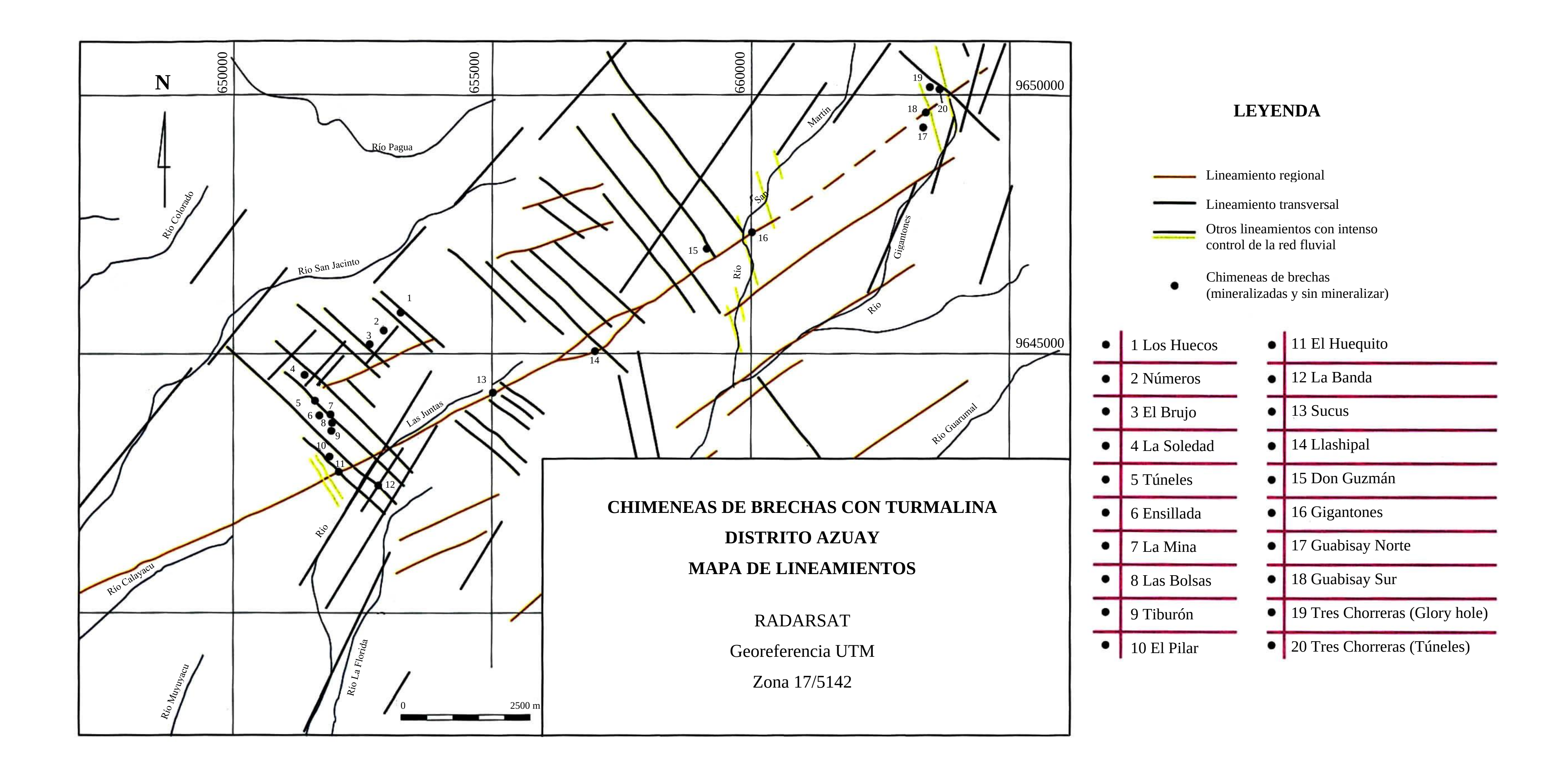


Figura 6.2 Estudio de lineamientos del sector que cubre las chimeneas de brechas estudiadas.

Imagen RADARSAT: Georreferencia UTM, Zona 17/5142

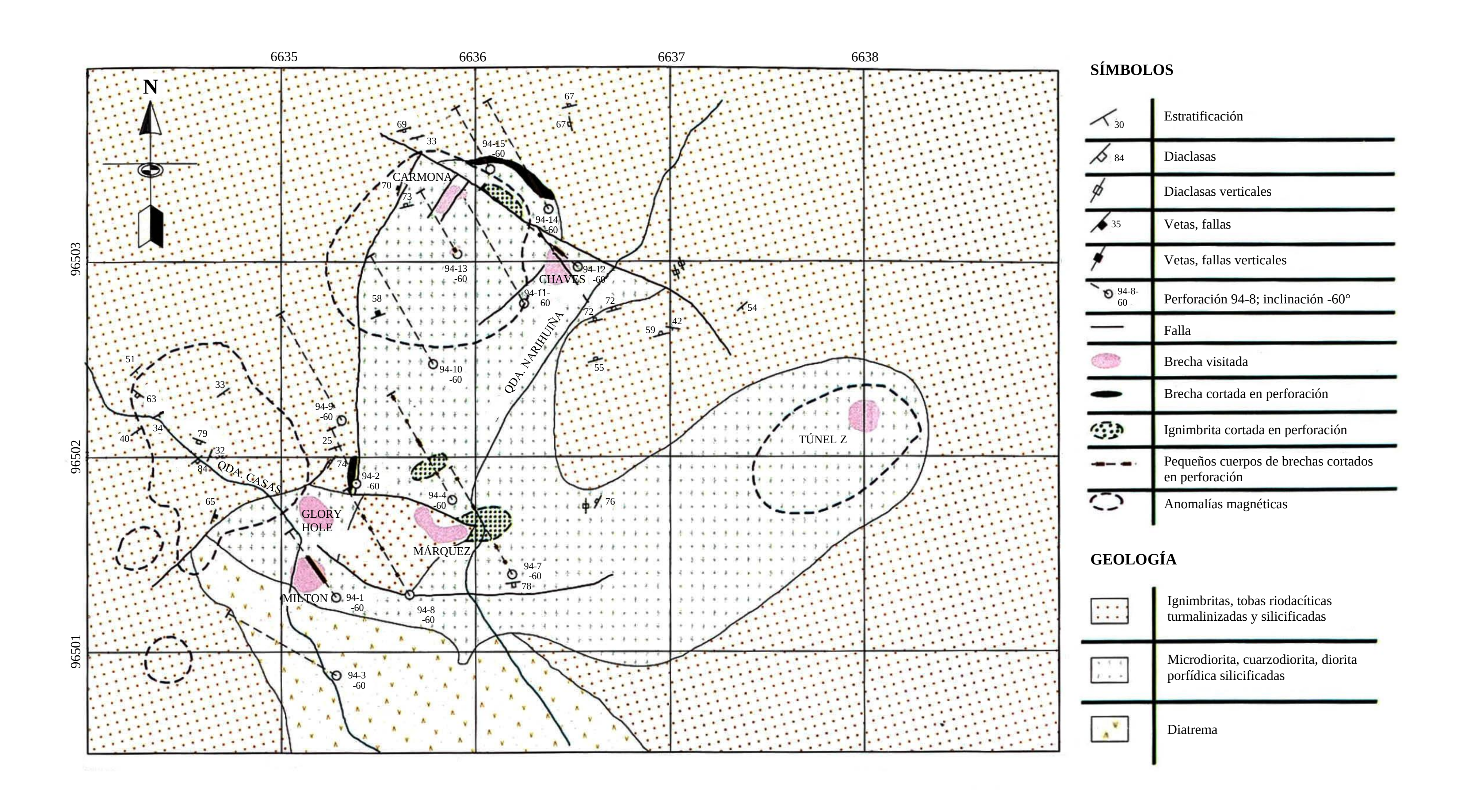


Figura 6.3 Mapa geológico del sector de Tres Chorreras con la ubicación de los cuerpos de brechas estudiadas, anomalías magnéticas y las perforaciones realizadas. Modificado de Grantmining

6.4.1 Tres Chorreras

6.4.1.1 Introducción: Esta propiedad minera agrupa a varias estructuras de brechas mineralizadas que no tienen nombre, ya que las explotaciones se realizan de manera desordenada y cada túnel, perteneciente a un grupo diferente de mineros, recibe un nombre sin tener en cuenta que varios grupos están trabajando la misma chimenea a diferentes cotas. Al menos existen seis cuerpos principales de brechas mineralizadas que hemos denominado Glory Hole, Milton, Márquez, Carmona, Chaves y Túnel Z (Figs. 6.1 y 6.3). Posiblemente existen más chimeneas, pero no todas las labores subterráneas son accesibles y, hasta el momento, no existe una cartografía detallada de todas las labores, que además evolucionan constantemente de forma muy anárquica.

La topografía del sector es muy escarpada con pendientes muy empinadas, frecuentes paredes verticales y cascadas de hasta 100 m de altura en las quebradas. La exploración artesanal no ha provisto de accesos seguros a muchos túneles y efectuar un reconocimiento de muchos de ellos, tras los derrumbes ocasionados por la falta de mantenimiento, exigiría realizar escalada técnica

6.4.1.2 Historia minera: El descubrimiento de Tres Chorreras fue posterior al de Gigantones (situado unos 5 km al SW) y los mineros de este último lugar cambiaron su zona de explotación ante las mejores leyes de oro del nuevo descubrimiento.

Según la información obtenida (Bolaños, 1997 y Grantham Resources Inc/Grantmining S. A., 1997) el descubrimiento fue realizado en 1982 y los 134 mineros artesanales que formaron una sociedad extrajeron 30000 onzas de oro. De acuerdo con BRGM/CODIGEM (1992) las leyes recuperadas por amalgamación eran de 6 a 10 g/t. En 1989-1991 RTZ realizó diversos trabajos de exploración, especialmente trincheras. En 1994 Ecuadorian Minerals Ltda. (EMIDEL) perforó 15 sondeos en el área, abandonando las exploraciones en 1995. Estas perforaciones se centraron en los cuerpos de brechas mineralizados y sus profundidades máximas fueron de 150 m (Fig. 6.3). En 1997 Grantmining S.A. tomó la propiedad tras un acuerdo con los mineros artesanales. Realizó un programa de exploración que incluía cartografía geológica, apertura de trincheras, estudio de labores, realización de labores de exploración, medidas de susceptibilidad magnética y geoquímica de suelos. Sus estudios estuvieron centrados especialmente en un sistema de vetillas mineralizadas, aunque también se estudiaron las chimeneas de brechas mineralizadas. En 1998 el sector quedó de nuevo en manos de los mineros asociados que han reanudado sus trabajos artesanales.

6.4.1.3 Geología: Tres Chorreras es el único grupo de chimeneas situado en la Falla Bulubulu (Fig. 5.1). Además, está muy próximo al punto donde se separa, en cola de caballo, la rama que controla todo el grupo de estructuras mineralizadas. Así pues, Tres Chorreras presenta una situación especial dentro del cinturón Tres Chorreras - La Playa, ya que hay tres sistemas de lineamientos en el sector; el principal N30°E (Falla Bulubulu), la rama que controla las mineralizaciones en N60°E y, finalmente, una estructura transversal secundaria en N130°E (Falla Galena). Por tanto, a escala regional es un sector de intersección de los dos sistemas generales que controlan la mineralización (N60°E y N130°E) más la gran sutura que divide dos terrenos, Pallatanga y Chaucha. Estas estructuras no son fácilmente identificables en el campo, siendo la Falla Galena la única reflejada en los mapas (Fig. 6.4).

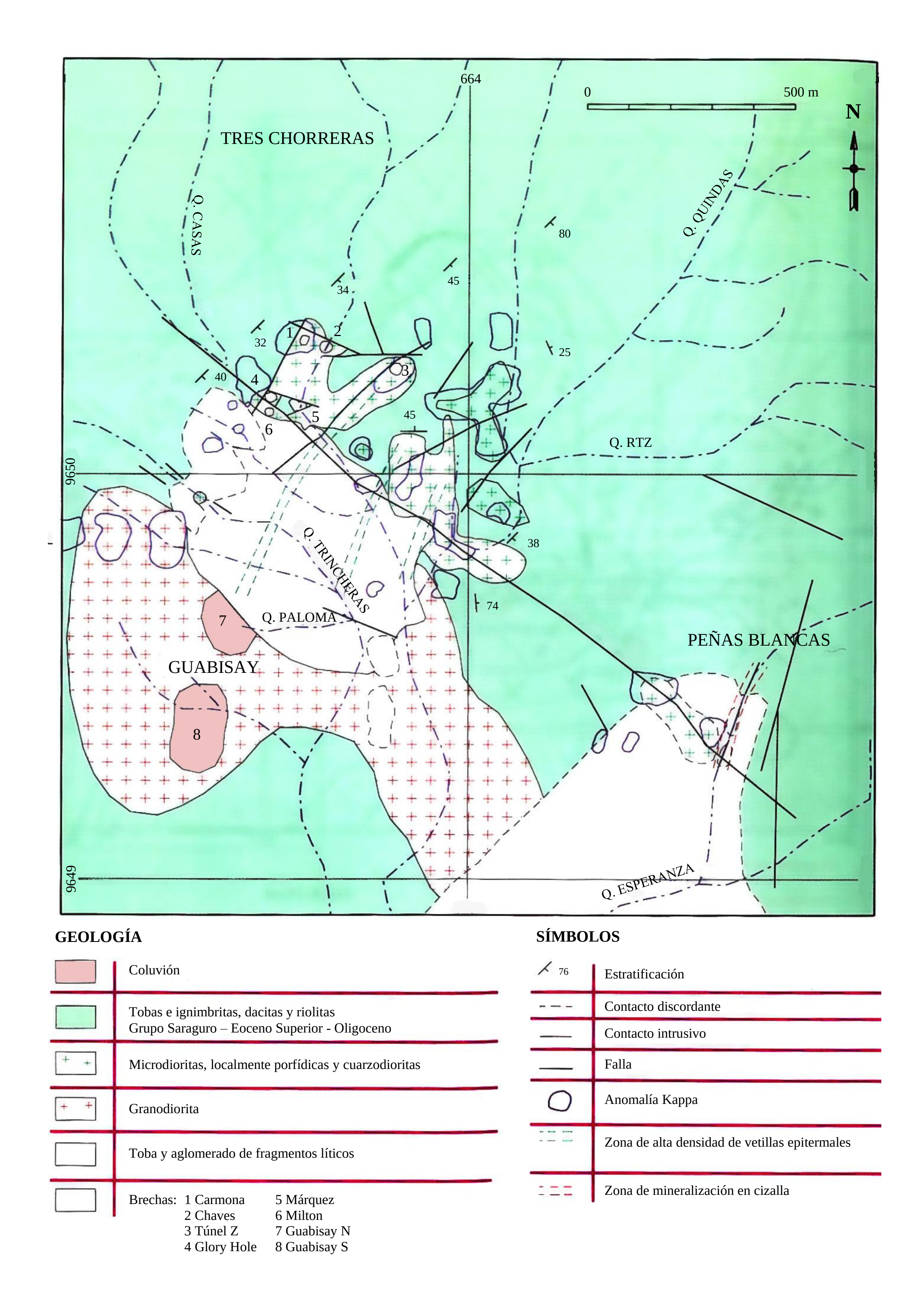


Figura 6.4 Mapa geológico del sector Tres Chorreras – Guabisay rodeando a una diatrema post-formación de las brechas. Modificado de Grantmining

El sector está constituido por materiales del Grupo Saraguro (Dunkley & Gaibor, 1997), constituidos por tobas y tobas soldadas de composición riolítica principalmente, con intercalaciones de tobas dacíticas. En la zona de la mina se observa un potente flujo piroclástico con tobas líticas y depósitos “debris”, tobas de cristales y líticas y escasos aglomerados. Las texturas ignimbríticas están localmente bien desarrolladas. Unos 2 km al NW de la mina fue datado este grupo mediante “fission track” con un resultado de 27.7 ± 1.0 Ma. En este sector toda la secuencia tiene un rumbo NE y buzamientos suaves (25-30°) al E.

En estos materiales intruyen varios cuerpos ígneos de diferentes composiciones. La diferencia composicional más notoria es entre uno y otro lado de la Falla Galena (Bolaños, 1997). Hacia el NE de la falla existen varios pequeños cuerpos intrusivos ígneos con formas muy irregulares en planta y con tamaños de pocos cientos de metros. Algunos de ellos se sitúan a lo largo de la Falla Galena según está dibujada en los mapas de la compañía Grantmining y el situado más al SE presenta una geometría claramente alargada (75×200 m) en la dirección de la falla, lo que podría indicar un ascenso condicionado por la misma. La composición de estos cuerpos es variada, en general se trata de pórfidos dacíticos/microdioríticos/microcuarzo-dioríticos con fenocristales de plagioclasa y anfíboles y escasos fenocristales finos de cuarzo. Su geometría es posiblemente prolata y subvertical a juzgar por las observaciones verticales que permite el fuerte encajamiento de las quebradas. En el más NW de estos pequeños cuerpos es donde están situadas las chimeneas de brechas mineralizadas trabajadas hasta el momento.

Hacia el SW de la Falla Galena existe un único cuerpo de 1250×900 m dispuesto con su dimensión máxima subparalela a la falla. Su composición es granodiorítica, con grano fino, los máficos son biotita y hornblenda. Según los informes de Grantmining existen pequeñas intrusiones de microdiorita, aunque no están reflejados en su cartografía. Dentro de esta granodiorita existen dos chimeneas intrusivas de cuarzo-turmalina y mineralizadas que forman el prospecto Guabisay (234).

Tanto el grupo de pequeños cuerpos del NE de la falla, como el cuerpo único del lado SW, tienen una disposición general alargada subparalela a la Falla Galena, lo que podría indicar un ascenso controlado por fallas de este sistema (N130°E).

En el centro de todas las intrusiones se encuentra una brecha de cristales y lítica que ocupa un área subcircular de unos 700×350 m, disponiendo su eje mayor paralelo a la Falla Galena. Es de color amarillo claro a blanco con diseminación de sulfuros; contiene fragmentos angulosos y redondeados (<30 cm de diámetro) de ignimbrita silicificada con sulfuros diseminados, clastos angulosos (<8 cm) de microdiorita, clastos angulosos de brecha mineralizada (<3 cm), fragmentos escasos y pequeños (<2 cm) de basaltos (Unidad Pallatanga?) y otros clastos menores de litologías difíciles de identificar a causa de su intensa silicificación. La variedad litológica, que incluye todos los materiales del sector y algunos que podrían provenir de los niveles infrayacentes no aflorantes (basaltos), junto con su geometría subcilíndrica vertical y la morfología subredondeada de los clastos, llevan a identificar esta estructura central como una diatrema (Bolaños, 1997).

Sobre todos estos materiales se disponen discordantemente potentes coluviones ocasionados por importantes deslizamientos de ladera.

6.4.1.4 Estructura: El sector está dominado por la Falla Galena (subvertical y N125°E) y en el mapa podemos observar algunos lineamientos paralelos a esta estructura. Este grupo pertenece a las estructuras secundarias transversales a escala regional. Un segundo grupo de fracturas subverticales y con direcciones N20-30°E, está ampliamente representado y controla intensamente la red fluvial y, como se verá más abajo, algunas mineralizaciones filonianas; este grupo es subparalelo al límite entre terrenos. Existen también otras direcciones poco representadas, N60°E como la gran fractura que controla todas las chimeneas de brechas en sentido regional, N-S y E-W.

Es posible que la fracturación N120-130°E haya controlado las intrusiones, tanto dioríticas como granodioríticas, y que sea la causa de su disposición alargada en esta dirección. El ser una zona de intersección de varios sistemas de fracturas subverticales favorecería todos los procesos intrusivos y de circulación de fluidos relacionados con la mineralización, así como la localización del cuerpo interpretado como diatrema

6.4.1.5 Mineralización: En Tres Chorreras existen varios tipos de mineralización: chimeneas de brechas meso-epitermales con turmalina, vetillas epitermales y enriquecimiento en una zona de cizalla. Los trabajos mineros se han concentrado en los dos primeros tipos y principalmente en las chimeneas de brechas.

Chimeneas de brechas meso-epitermales con turmalina: Todas las chimeneas conocidas se encuentran en un solo cuerpo intrusivo. En él se centraron principalmente las perforaciones de EMIDEL del año 1994, que permitieron identificar cierto número de pequeños cuerpos de brechas, confirmar algunas de las conocidas y localizar dos cuerpos de brechas situados en el contacto intrusivo-roca de caja (en verde en la Fig. 6.3). Estas perforaciones también encontraron zonas de ignimbritas dentro del sector cartografiado como intrusivo lo que permite suponer que se trata de un conjunto de cuerpos menores que han dejado cortinas de roca de caja entre ellos.

Sus dimensiones son de pocas decenas de metros de diámetro y se desconoce su dimensión total vertical, pero se puede estimar una altura mínima de 200 m. Las brechas de Tres Chorreras son de clastos angulosos y subangulosos, clasto-portadas y con escasa matriz. El tamaño de los fragmentos es siempre inferior a un metro, aunque no se descarta la existencia de megaclastos, inferidos a partir de los sondeos. La composición litológica de los clastos es intrusiva (microdiorita, cuarzodiorita) y se encuentran intensamente silicificados. No se debe de descartar que en los cuerpos de brechas de contacto ("carapace") localizadas en las perforaciones se puedan encontrar fragmentos de litologías pertenecientes al Grupo Saraguro, especialmente en sus partes exteriores.

La distribución de los cuerpos principales permite establecer dos grupos. El grupo Norte, formado por las chimeneas Carmona, Chaves y Túnel Z y un cuerpo de brechas de contacto, presenta una clara alineación WNW-ESE, coincidente con la dirección regional a la que pertenece la Falla Galena (Fig. 6.4). No obstante, algunas de las chimeneas presentan otros controles estructurales en detalle. Así en Carmona se han observado fracturas que limitan el cuerpo de brechas mineralizadas con direcciones ca. N60°E/subverticales, otra de las direcciones regionales antes descritas. En Chaves no es tan evidente el control estructural de detalle, pero los mapas de Grantmining reflejan una falla de rumbo ENE en la zona. Túnel Z no pudo ser reconocida por haberse derrumbado los túneles, pero en superficie se pudo observar el techo de la zona brechificada que es mediante una fractura discreta (<10 cm de harina de falla) subhorizontal; sobre esta fractura se dispone microdiorita intensamente silicificada.

El grupo Sur no presenta ninguna alineación clara y está formado por los cuerpos Glory Hole, Márquez y Milton, junto con una brecha de contacto encontrada en las perforaciones, además de un gran número de pequeños cuerpos. Su control estructural en el mapa (Fig. 6.3) no es claro, aunque las chimeneas están en las proximidades de estructuras aproximadamente E-W y ENE. En detalle si se ha encontrado un intenso control estructural de la geometría de las chimeneas de brechas. En Glory Hole existen dos intensos sistemas de fracturas en N40°E/90° y N120°E/30°S, sus espaciados son menores que 1 metro, en ocasiones pocos centímetros, que en detalle limitan el cuerpo de brechas lateral y superiormente. Las fracturas N40°E facilitan la formación de brechas de ladrillos (fragmentos tabulares ordenados) en los bordes del cuerpo de brechas. Estas brechas representarían un estadio evolutivo en la formación de la brecha en el que la fracturación habría individualizado los clastos, pero estos aún no han sido rotados. La chimenea ha progresado a favor de estos sistemas de diaclasas que han facilitado el ascenso de fluidos y la fracturación. En Márquez el control es también muy evidente en N101°E/36°S, sin que se hayan identificado sistemas verticales de fracturación; este buzamiento suave ocasiona que no se trate de una chimenea subvertical, sino de un tubo de brechas tendido pinchando 36° al Sur. La geometría en planta del tubo hace pensar en posibles controles subverticales en N120°E y N70°E, de nuevo dos de las direcciones regionales de fracturación. En Milton no se ha encontrado un control claro de la geometría de la chimenea, pero se han medido fracturas en N120°E/90° y N120°E/30°S.

Resumiendo, se puede decir que las direcciones que controlan en detalle los cuerpos de brechas son las tres direcciones regionales, pero también existe, en varios de los cuerpos, un grupo de fracturas ESE de buzamiento bajo que tiene gran importancia en la evolución geométrica de los cuerpos mineralizados.

La mineralización observada cementa las brechas y penetra por la intensa fracturación cercana a las mismas. Está constituida por pirita, calcopirita, oro, molibdenita, hematita, magnetita y especularita; como menores galena, esfalerita, arsenopirita, goetita, ankerita; y como secundarios limonita, malaquita y crisocola (Fotos 6.1, 6.2 y 6.3). Localmente se ha observado una secuencia de llenado de las cavidades de la brecha (Foto 6.4), los primeros minerales sobre los clastos son la pirita y la molibdenita, cambiando el orden entre ellos, sobre estos la hematita ± magnetita y finalmente la calcopirita. La turmalina está diseminada en los clastos y también en las partes centrales de las cavidades junto con cuarzo. Posiblemente en las partes inferiores no explotadas puede verse una secuencia sin alteración supergénica, pero hasta el momento no ha sido observada. La abundancia de magnetita es mayor en las chimeneas del grupo Norte Carmona y Chaves (Túnel Z es inaccesible) que están siendo explotadas a niveles más altos y con mayor alteración supergénica, lo que indicaría un posible zonado vertical.

Localmente se han observado vetillas mesotermales que cortan las brechas con relleno de cuarzo, turmalina, pirita, molibdenita y oro. Frecuentemente son seguidas por las labores artesanales a causa de su abundancia en minerales metálicos y oro. Su anchura es de pocos centímetros y presentan direcciones diversas.

Vetillas epitermales: La diatrema posterior a las chimeneas de brechas, junto con las rocas que la rodean, está atravesada por un sistema de vetillas de pocos centímetros de grosor (1-15 cm) y poca intensidad (1/10 m), aunque existen bandas de mayor concentración de vetillas. Su dirección es N24°E/83°W; su longitud es de cientos de metros; fueron el principal objetivo en la investigación realizada por Grantmining (1997-1998). Esta compañía definió varias bandas de interés prospectivo sobre este tipo de mineralización (Fig. 6.4), en algunos puntos los valores de oro son excepcionalmente altos (hasta 155 g/t en 2 metros) y los valores de geoquímica de suelos también son muy positivos (hasta 16 g/t).

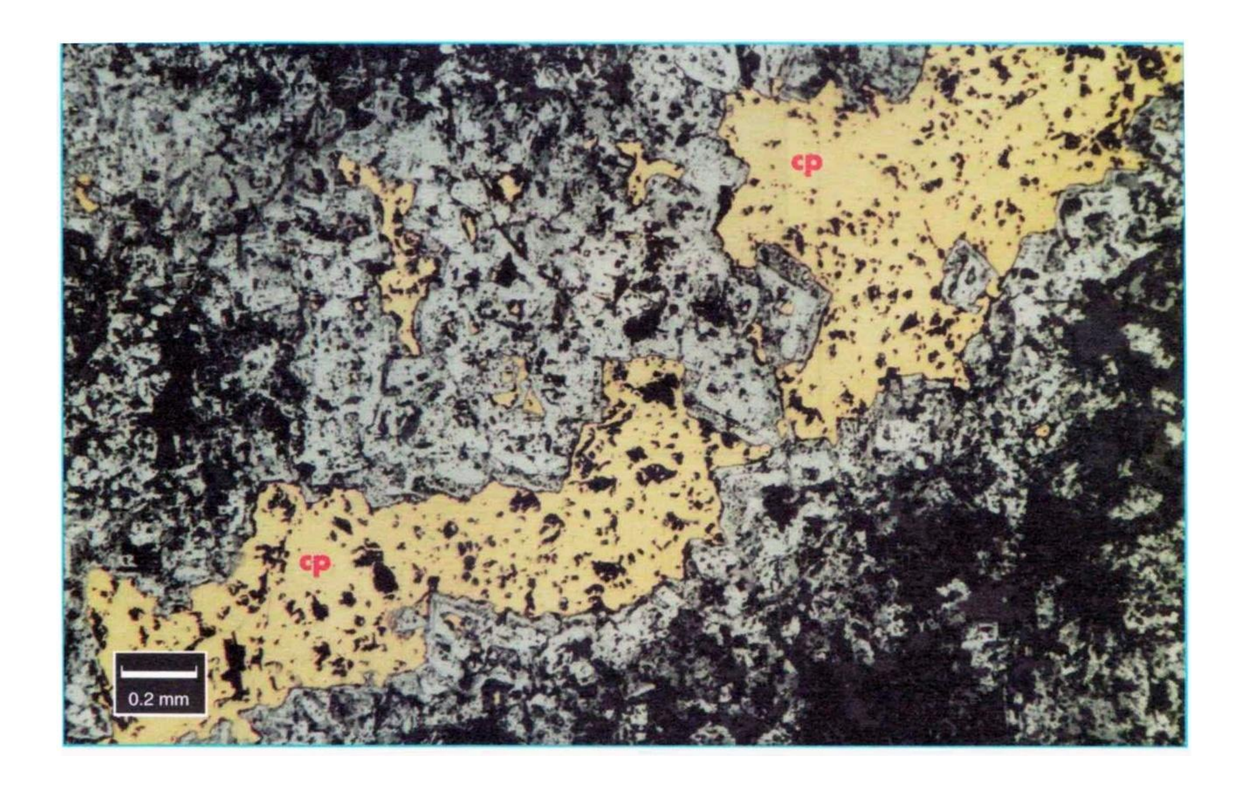


Foto 6.1 Microfotografía del relleno de las brechas de Tres Chorreras. Los cristales de hematita (hem) presentan recrecimientos sobre sus caras y la calcopirita (cp) rellena las cavidades



Foto 6.2 Microfotografía de los rellenos de brechas de Tres Chorreras. El campo está ocupado casi totalmente por molibdenita y en el centro se ven granos de Au entre los cristales, algunos de pequeño tamaño

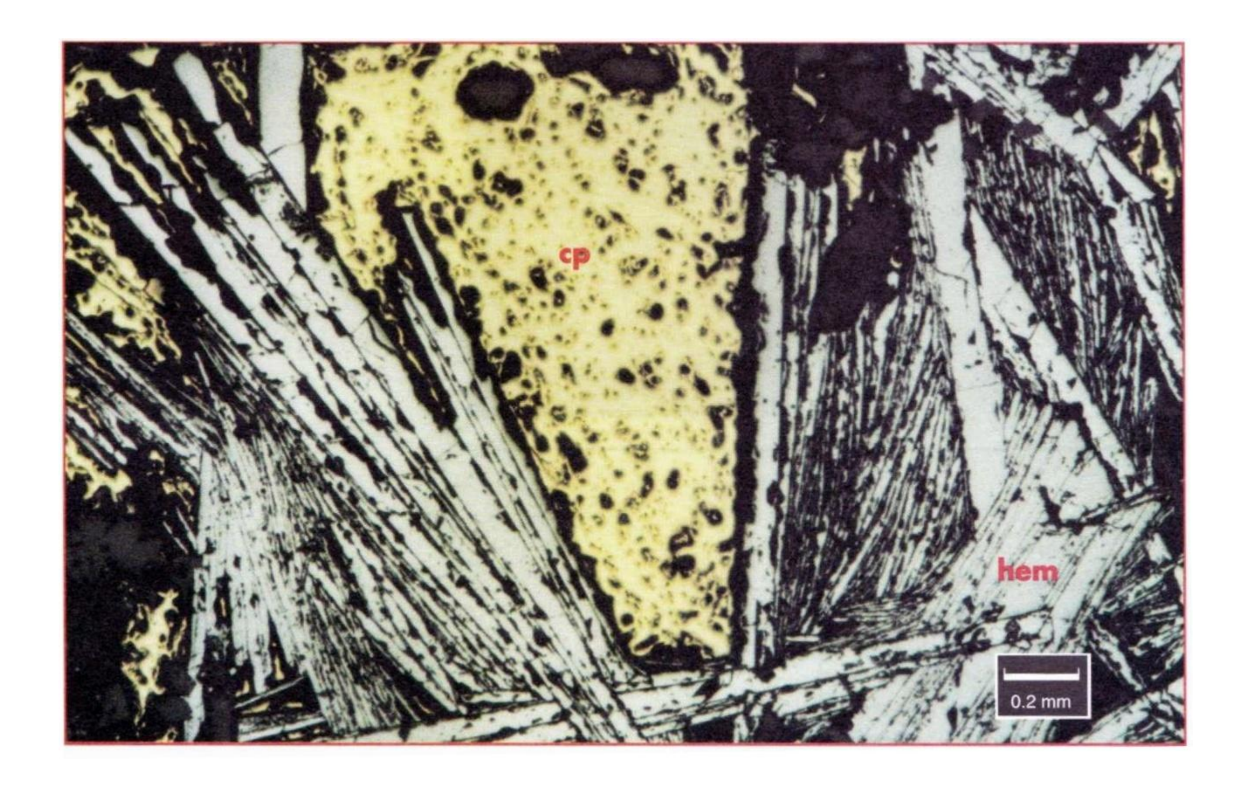


Foto 6.3 Microfotografía del relleno de las brechas de Tres Chorreras. La hematita (hem) laminar está en sección por lo que parece acicular. La calcopirita (cp) rellena las cavidades

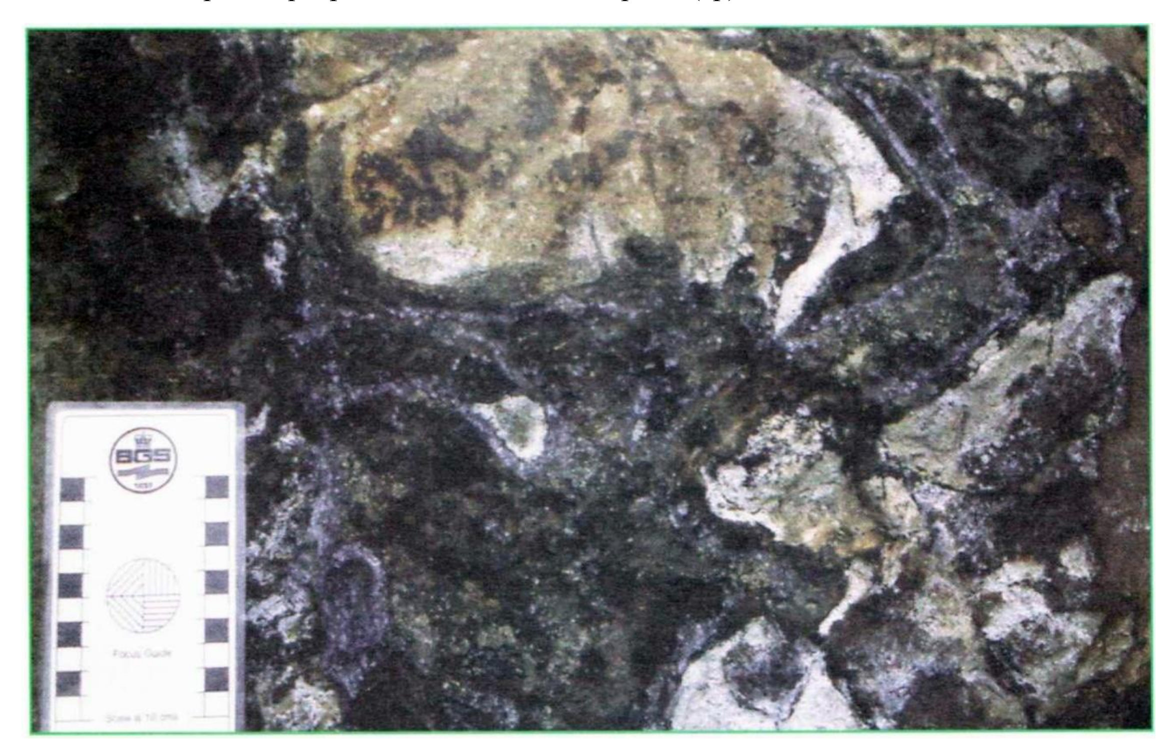


Foto 6.4 Brecha de clastos microdioríticos en Tres Chorreras. Se observa la molibdenita tapizando los clastos con una capa de casi 1 cm de cristales de molibdenita (gris azulado) dispuestos normalmente al borde del clasto. Sobre la molibdenita se dispone la turmalina y el cuarzo y finalmente los sulfuros (pirita y calcopirita con tonos amarillentos) rellenan el espacio restante. Escala en centímetros.

Las vetillas están formadas por cuarzo con drusas, pirita, hematita, covelina, esfalerita, galena y oro (visible en ocasiones). Localmente las vetillas cortan a las brechas de turmalina mineralizadas, con presencia de cuarzo, pirita, calcopirita y molibdenita.

Los estudios de geoquímica de suelos realizados por Grantmining (1997) sobre el sector de las vetillas permiten sacar algunas conclusiones sobre la dispersión de los elementos mineralizantes. Los elementos analizados fueron Au, Ag, Cu, Mo y As. Todos ellos, y especialmente el Au, reflejan la dirección NNE de las vetillas mineralizadas. Todos los elementos muestran grandes máximos en la zona NW, la más próxima a las chimeneas de brechas mineralizadas y situada pendiente abajo de ellas, lo que hace pensar en una influencia de esta mineralización en esos amplios máximos. Hay que destacar que los valores de oro son muy altos (>1 ppm en amplios sectores) y que su patrón de anomalías no tiene una correspondencia clara con el del As.

Zona de cizalla mineralizada: En el extremo SE (Fig. 6.4) Grantmining encontró una zona de cizalla mineralizada que denominó Prospecto Peñas Blancas. Es una estructura de rumbo ENE/subvertical y un metro de anchura que presenta buen desarrollo de arcillas de falla de color amarillento con diseminación de pirita y oro. Está situada en ignimbritas del Grupo Saraguro silicificadas y que presentan vetillas <2 cm de cuarzo, turmalina y pirita. Este tipo de mineralización no fue estudiado en este proyecto.

6.4.1.6 Alteración: Todo el sector de Tres Chorreras presenta una intensa turmalinización que, en los materiales del Grupo Saraguro, es preferente a favor de los niveles más permeables (ricos en pumita). En las ignimbritas y tobas de esta unidad se observan rosetas de finos cristales aciculares de chorlo que localmente llegan a formar el 15% de la roca.

La silicificación es igualmente intensa y afecta a los cuerpos intrusivos y a las volcanitas en sus proximidades. Su extensión no ha sido cartografiada, pero, a partir de los datos de las perforaciones, sabemos que alcanza en algunos puntos unos 400 m desde el borde de los intrusivos. Localmente es tan intensa que no ha permitido diferenciar las rocas volcánicas de las intrusivas con criterios de campo. Los sectores de mayor intensidad son los cercanos a las estructuras de brechas mineralizadas, que también presentan sericita y caolinita. La sericita ha sido identificada con el PIMA en todas las perforaciones estudiadas. En la perforación 94-14, que comienza en microdiorita para atravesar una brecha de contacto y pasar a las ignimbritas silicificadas, durante los primeros 25.4 m es rica en illita y a partir de este intervalo es rica en sericita, pero esta división no corresponde con el final de las brechas de contacto (que continúan hasta los 46.0 m).

Fuera de estos sectores de mayor intensidad de alteración silícea y argílica es posible reconocer la alteración propilítica (clorita) general del sector. La diatrema presenta alteración argílica (caolinita) en las zonas con diseminación de pirita, mientras que en el sector de la unión de las quebradas Quinoas y Narihuiña presenta una intensa silicificación y cloritización. La perforación 94-6, situada enteramente en la diatrema, fue analizada con el PIMA mostrando la presencia dominante de illita y menor de montmorillonita y halloysita; no mostró ninguna variación en la alteración en los sectores con mayor abundancia de vetillas mineralizadas. Estas vetillas muestran en detalle alteración en las salbandas. Desde ellas se diferencia primeramente una banda <2 cm de silicificación y piritización (diseminada <10%) que está parcialmente oxidada tiñendo la roca con minerales secundarios de hierro. Hacia el exterior hay una banda <10 cm de intensa argilización que pasa gradualmente a la argilización general de la diatrema. Las vetas en rocas intrusivas intensamente silicificadas no muestran esta argilización intensa, sino solamente la silicificación.

6.4.1.7 Susceptibilidad magnética: Durante la exploración de Grantmining se efectuaron medidas de susceptibilidad magnética con Kappámetros que permitieron, en cierta medida, diferenciar las litologías por su susceptibilidad magnética característica. Los resultados reflejaron valores propios para cada litología y una serie de anomalías magnéticas que no corresponden siempre exactamente con las litologías de mayor susceptibilidad (microdioritas, cuarzodioritas). En el mapa (Fig. 6.4) se evidencian algunas anomalías claramente situadas en las rocas del Grupo Saraguro que podrían indicar intrusivos subaflorantes. Otras anomalías corresponden perfectamente con los intrusivos, como la trilobulada del sector central. Finalmente, algunas podrían estar ocasionadas por la magnetita abundante en algunas chimeneas, a este grupo podrían pertenecer las situadas sobre los cuerpos Carmona y Túnel Z. Sin embargo, resulta extraño que la chimenea con más magnetita (Chaves) no presente anomalía asociada. Dada la falta de información sobre la red de medidas empleada, se puede inferir que ésta era insuficiente dada la dificultad de acceso a muchas zonas, y que esta es la causa de falta de reflejo magnético de esta chimenea. En el cuadrante SW de la Fig. 6.4 no existe ninguna anomalía magnética, esto es debido a que es una propiedad minera diferente (Guabisay) y en ella no se realizó el estudio de susceptibilidad magnética.

6.4.1.8 Discusión y conclusiones: En el estado actual de la investigación minera en Tres Chorreras hay varios aspectos que parecen firmemente establecidos:

(i) La existencia de varios episodios de mineralización relacionados entre sí y prácticamente superpuestos geográficamente, brechas epi-mesotermales con turmalina, vetillas epitermales y mineralización en zona de cizalla. Como complemento de estos estilos principales hay que citar las diseminaciones de sulfuros existentes en la diatrema y en los intrusivos microdioríticos y las vetillas mesotermales tardías que cortan las brechas y sus rocas de caja. Ambos tipos han sido descritos en otros depósitos similares (con presencia de una diatrema tardía), como Los Bronces-Río Blanco, en Chile (Warnaars et al., 1985).

(ii) Hay que considerar que Tres Chorreras y Guabisay (situado a ca. 500 m al SW) forman un mismo sistema mineralizante relacionado con el mismo grupo de cuerpos intrusivos. Los intrusivos tienen en general formas prolatas subverticales y representan episodios tardíos de una intrusión mayor más profunda, probablemente un batolito granodiorítico del que se identifican en los numerosos apuntamientos en el fondo de los valles situados en cotas más bajas al Sur.

(iii) Estos cuerpos intrusivos ígneos están controlados estructuralmente por varios sistemas de fracturas subverticales que no son evidentes, ya que los mismos intrusivos las enmascaran. La principal estructura es la Falla Galena de rumbo NW-SE, algunos de los cuerpos intrusivos presentan sus ejes mayores paralelos a esta dirección. Otros sistemas dominantes presentan rumbos NE y ENE. El motivo de que los cuerpos del NE de la Falla Galena sean de composición diorítica-cuarzodiorítica, mientras que los del SW son granodioríticos puede reflejar movimientos verticales en esta falla, con levantamiento del bloque Sur y afloramiento de rocas más profundas (granodioritas). Estos movimientos verticales serían el reflejo de la extensión que se produce en el abanico del extremo Sur de la Falla Bulubulu.

(iv) A escala local la geometría de los cuerpos de brechas está intensamente controlada por sistemas de fracturas de varias direcciones. Los grupos más importantes son subverticales y con las mismas direcciones que los sistemas regionales. Hay que añadir otros grupos de fracturas subhorizontales y tendidas que también controlan la forma de las brechas. Estos sistemas tendidos están desarrollados también fuera de las chimeneas de brechas y se han observado en otros sistemas similares (La Playa). El sistema de fracturas de bajo buzamiento es el causante del aspecto "estratiforme" de algunas labores mineras, al generar grandes bloques subhorizontales sin brechificar (megaclastos) dentro de la chimenea de brechas.

(v) El grupo de cuerpos intrusivos ígneos y las brechas mineralizadas están cortados por una estructura de diatrema erosionada hasta el nivel de su cuello, ya que la mayoría de los contactos son subverticales y no se conserva la peculiar forma de embudo de su parte superior. Tampoco se conocen dentro de la diatrema fragmentos de materiales superficiales (ej. materia vegetal carbonizada) que indiquen proximidad a la paleosuperficie. Parece razonable suponer que el nivel erosivo actual está varios cientos de metros bajo la paleosuperficie. Su edad es post-brechas ya que estas están cortadas por la estructura y aparecen fragmentos de brechas mineralizadas dentro de ella. La alteración también confirma que es tardía en la formación del sistema ya que su estilo de alteración es diferente al general del sistema, no existe silicificación ni sericitización y su alteración más característica es la argilización. La presencia de litologías inferiores (basaltos presumiblemente de la Unidad Pallatanga) nos permite suponer un ascenso vertical importante de los materiales que forman la diatrema.

Siguen pendientes de posteriores estudios varios aspectos importantes en la caracterización del depósito:

(i) La definición y cartografía de las zonas de alteración asociadas, ya que en el sector estudiado se superponen varias zonas sin que se conozcan sus límites. En las zonas mineralizadas y sus alrededores se ve alteración propilítica, silícea, sericítica y argílica, pero no se ha conseguido establecer ninguna zonación de estos estilos superpuestos. Un estudio espacialmente más amplio sería necesario para avanzar en este tema, además de identificar estilos de alteración que podrían ayudar a la localización de una posible mineralización tipo pórfido relacionada con estas brechas.

(ii) Realización de dataciones radiométricas de los principales cuerpos intrusivos para establecer si pertenecen a eventos cercanos en el tiempo. Se dispone de una edad radiométrica de los materiales del Grupo Saraguro cerca de Tres Chorreras, con un resultado de 27.7 ± 1.0 Ma, pero no se dispone de ninguna edad de los diferentes cuerpos intrusivos del sector, que forzosamente han de ser más jóvenes.

(iii) Datación radiométrica de la mineralización, y/o de sus alteraciones asociadas. Estos datos serían de gran interés para establecer la secuencia mineralizante y su relación con los diferentes eventos intrusivos, o con la formación de diferentes episodios de brechificación.

(iv) Estudios sobre la relación de este sistema con mineralizaciones tipo pórfido, y que subtipo dentro de éstos. Hasta el momento no se conocen mineralizaciones tipo pórfido en el sector de Tres Chorreras, aunque sí en zonas no muy lejanas. Ninguna de las investigaciones realizadas hasta ahora ha perseguido encontrar el pórfido posiblemente asociado. Las perforaciones realizadas hasta el momento han sido poco profundas y con otros objetivos. La situación geológica es apropiada para mineralizaciones de tipo pórfido ya que se encuentra en una de las bandas regionales que atraviesan el país (Fig. 5.1).

(v) Trabajos sobre la posible zonación mineral en las chimeneas de brechas. Hasta el momento se ha podido deducir una mayor presencia de magnetita en los cuerpos de brechas explotados a cotas más elevadas, pero no se dispone de datos sobre su extensión en profundidad ni sobre la existencia de variaciones en la mineralogía.

A pesar de esta falta de precisiones en el conocimiento de este sistema mineralizado, se puede proponer una historia de su formación basada en los datos conocidos y en las similitudes con otros depósitos mejor conocidos de los Andes.

La secuencia completa de los eventos en Tres Chorreras comenzaría con la intrusión de un batolito granodiorítico bajo toda la zona con una edad posterior al Oligoceno Superior o Mioceno Inferior. Durante los últimos periodos de enfriamiento del batolito se producirían intrusiones de alto nivel cortical con mineralizaciones tipo pórfido, junto con los "stockworks", vetas y brechas relacionados, acompañando a esta mineralización hidrotermal se producirían las alteraciones relacionadas. Los cuerpos porfídicos y microporfídicos subirían a niveles más altos de la corteza en sectores favorables a causa del tectonismo transpresivo dextral. Los cuerpos de brechas se formarían en un periodo corto de tiempo como resultado del aumento de presión que se produce durante la retrogresión de la actividad hidrotermal que genera el pórfido. Posiblemente existieron varios pulsos de generación de brechas como los descritos para otros grupos de brechas similares (Los Bronces-Río Blanco, Warnaars et al., 1985). La formación de tubos de brechas se concentraría en sectores favorables para la liberación de esta sobrepresión, tales como los contactos entre los intrusivos y las tobas de caja o los sectores con fracturación tectónica intensa, motivo de la existencia de chimeneas en los contactos de las microdioritas y en las zonas de falla. Los pulsos mineralizantes de las brechas contendrían sílice, turmalina, sulfuros diversos con oro y especularita.

Otras fases mineralizantes más jóvenes estarían representadas por las vetas mesotermales que cortan a las brechas y rocas de caja con abundante pirita, molibdenita, calcopirita y oro junto con cuarzo + turmalina. Posteriormente se formaría la diatrema que corta los cuerpos mineralizados. Una mineralización posterior forma las vetillas epitermales en dirección NNE/subverticales que cortan la diatrema, junto con la diseminación de pirita existente en algunos sectores de la misma. Finalmente, la abundancia de minerales metálicos en la zona propiciaría la mineralización de las harinas de una falla NNE en el sector denominado Peñas Blancas, al SE de la zona estudiada (Fig. 6.4).

En los alrededores de Tres Chorreras existen manifestaciones hidrotermales no estudiadas que podrían estar relacionadas. En las cercanías de la localidad de Quinoas se ha observado un crestón ocasionado por la abundancia de sílice. Está situado a pocos cientos de metros de Tres Chorreras y a una cota mucho más alta (varios cientos de metros) dado el intenso relieve existente. Ha sido interpretado como un "silica cap" y podría tener relaciones genéticas con la mineralización de Tres Chorreras o estar indicando otro sistema de mineralización similar.

Como síntesis se puede afirmar que la mineralización conocida de Tres Chorreras, de sus diversos tipos, es de pequeño volumen. Las brechas mineralizadas conocidas tienen diámetros de pocos metros y los sistemas de finas vetillas epitermales (1-10 cm), aunque presenten localmente leyes excepcionales de oro, tienen poca densidad lo que impide una explotación de conjunto. A pesar de ello el sistema mineralizado ofrece grandes expectativas. Por un lado, es posible que aún no se conozcan todos los cuerpos de brechas existentes, lo que permitiría aumentar el volumen mineralizado. Por otro lado, existe la posibilidad de una mineralización tipo pórfido de cobre en profundidad que podría tener leyes económicas.

6.4.2 Guabisay (No. 234; UTM: 663350-9649550)

6.4.2.1 Introducción: Se trata de una propiedad minera muy próxima a Tres Chorreras (Figs. 6.1 y 6.4) en la que se han identificado dos chimeneas de brechas y se han realizado algunos trabajos de exploración en relación con ellas. Al no conocerse nombre para estos dos cuerpos brechificados han sido denominados Guabisay Norte y Sur. El permiso minero recibió también el nombre de Segunda Chorrera. Existe cierta confusión con los nombres de las zonas mineralizadas en el sector; en este informe, para evitar la duplicidad de zonas con el mismo nombre, se ha decidido mantener la denominación Guabisay para la zona aquí descrita, mientras que Gigantones se restringe a las labores existentes junto al Río San Martín, unos 4 km al SW.

6.4.2.2 Historia minera: El descubrimiento de la mineralización aurífera en Tres Chorreras de la mitad de los años 80 despertó el interés por el sector. En 1987 la Compañía Minera Progresista de Pucará adquiere la propiedad y realiza algunos trabajos. RTZ en 1989-1991 obtiene una opción de compra y realiza diferentes trabajos de exploración conjuntamente con el sector de Tres Chorreras. Durante estos se tomaron 134 muestras de suelos, se realizó cartografía geológica, estudios geofísicos y se efectuaron algunas pequeñas trincheras. Los problemas con los pequeños mineros de Tres Chorreras fueron una de las causas del abandono de la exploración. Río Amarillo adquirió la propiedad en 1991 y Cominco Resources negoció una opción en 1992. Esta compañía efectuó varios trabajos de exploración hasta 1994: cartografía geológica, geoquímica de suelos y rocas en diversas zonas, un estudio de magnetometría (VLF-EM realizado por CODIGEM), y 4 perforaciones de menos de 120 m de profundidad. Parte de estos trabajos fueron realizados por Ashworth Explorations bajo contrato con Cominco.

Las conclusiones de estos trabajos centraban el interés de la concesión en la esquina NE, el sector de Guabisay, pero consideraban que la mineralización era subeconómica.

6.4.2.3 Geología: El sector Guabisay no ha sido visitado durante nuestro estudio y los núcleos de los sondeos no han podido ser revisados, ya que fueron abandonados y han sido destruidos. Los datos han sido obtenidos de diferentes fuentes y en ocasiones son contradictorios. Especialmente existe una gran diferencia entre la cartografía geológica de Tres Chorreras de Grantmining, que cubre la parte Norte de Guabisay, y la obtenida de Río Amarillo (Stevenson, 1993b). Este último mapa no parece haber sido realizado con gran precisión, ya que las litologías que presenta en diferentes sectores se ven negadas por las descripciones de las trincheras y las perforaciones realizadas en esos mismos puntos. Aun así, es el único disponible y ha sido utilizado para este estudio con algunas modificaciones basadas en datos más recientes (Fig. 6.5) .

Del estudio comparativo de la información disponible se obtienen algunas características básicas del sector:

(i) Presencia de una brecha en la parte Norte del sector que forzosamente ha de ser la continuación de la diatrema propuesta para Tres Chorreras, aunque haya sido descrita como una chimenea de brechas (Río Amarillo), lo que geométricamente es correcto.

(ii) Inmediatamente al Sur de la diatrema existe un cuerpo de granodiorita. En el mapa de Tres Chorreras aparece como un cuerpo continuo, mientras que en el mapa y las descripciones de Río Amarillo aparece como un conjunto de pequeños cuerpos, diques y “sills”.

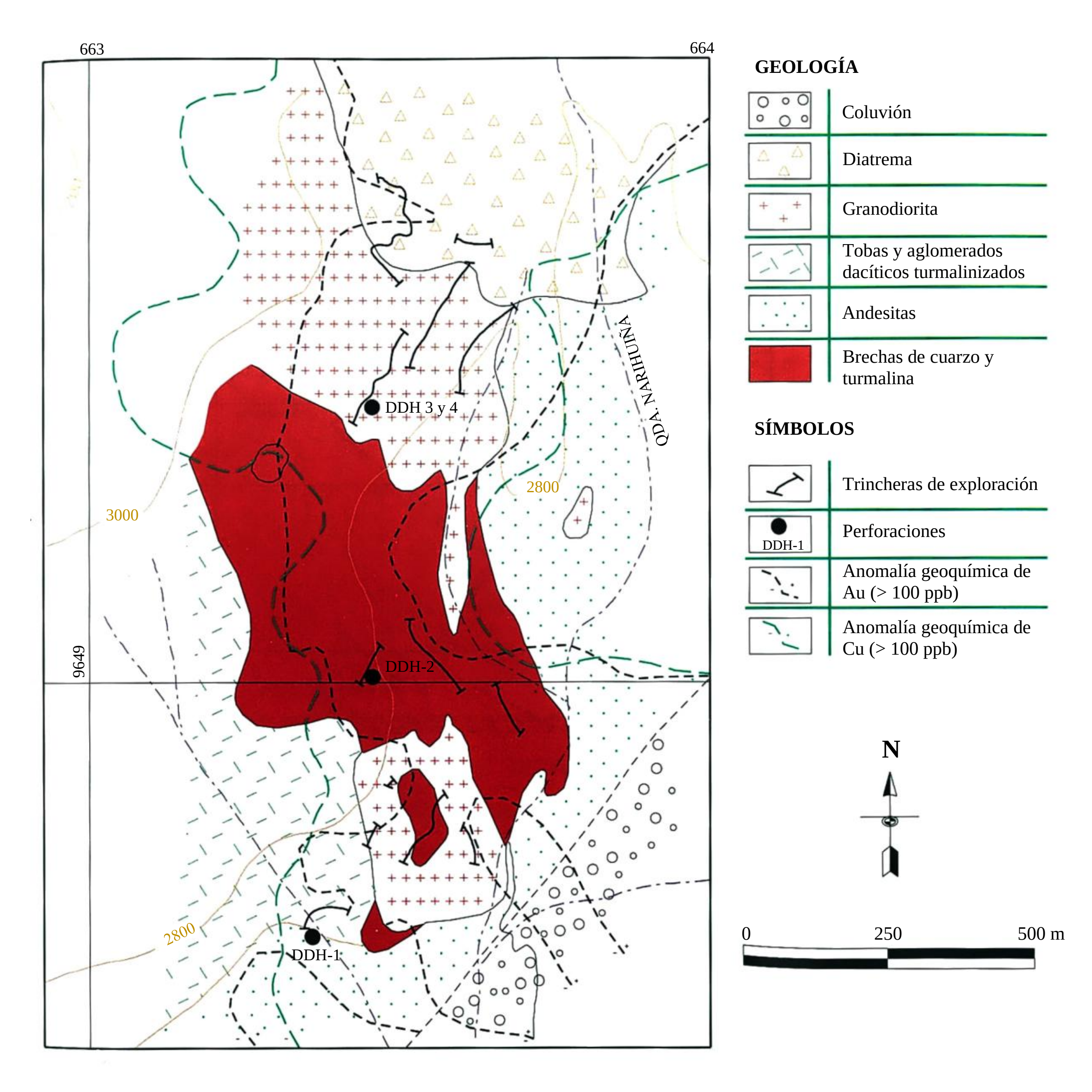


Figura 6.5 Esquema geológico de Guabisay con situación de perforaciones, trincheras y anomalías geoquímicas de Cu y Au

(iii) Entre los diferentes apuntamientos de granodiorita (Río Amarillo) ha sido cartografiada una chimenea de brechas de cuarzo y turmalina de unos 500 m de diámetro y alargada en dirección N-S. Este cuerpo de brechas estaría más al Sur que los cartografiados por Grantmining (Fig. 6.4) o bien sería una prolongación en esa dirección del cuerpo Guabisay Sur. En contra de esta segunda posibilidad está la descripción breve de la perforación DDH-2 (Río Amarillo) que está situado en este sector y no menciona brechas.

(iv) Las rocas encajantes pertenecerían al Grupo Saraguro: tobas y lapillis riolíticos y dacíticos y andesitas.

(v) En los informes de Río Amarillo se citan otras chimeneas de brechas que no están cartografiadas y en ellas se describen clastos de sulfuros masivos anómalos en oro y molibdeno.

6.4.2.4 Estructura: No se dispone de datos locales, pero la situación general es la misma que Tres Chorreras. Por tanto, se trata de chimeneas de brechas situadas muy cerca del límite entre terrenos (Pallatanga y Chaucha). La importancia de la Falla Galena (y/u otras paralelas) en el control de las intrusiones y mineralizaciones es menos obvia que en Tres Chorreras, pero puede ser debido a la falta de estudios en el sector; un detallado mapa geológico con apoyo de los datos de las perforaciones realizadas podría ayudar a entender la situación de estos cuerpos de brechas.

6.4.2.5 Mineralización y alteración: Resulta problemático describir la mineralización de Guabisay, puesto que los datos obtenidos son muy incompletos en este tema. A pesar de las referencias a dos chimeneas de brechas con cuarzo y turmalina, las perforaciones realizadas (#4) no cortaron esta litología, aunque estaban situadas con los datos obtenidos de las trincheras realizadas.

Las mineralizaciones descritas son en zonas de cizalla o bien tipo “stockwork” con cuarzo, turmalina, hematita, magnetita, calcopirita, bornita y oro. También han sido citadas diseminaciones polimetálicas de minerales de cobre, plata, molibdeno y oro dentro de algunas de las brechas.

La alteración “tiende a ocurrir” en los márgenes de los cuerpos de brecha. Los tipos descritos son argílica penetrativa, propilítica, sericítica y silícea.

6.4.2.6 Geoquímica y geofísica: Los elementos analizados en la geoquímica de suelos fueron: Au, Ag, Cu, Mo, As, Pb y Zn. Los valores anómalos forman un halo alrededor del sistema de Tres Chorreras que se extiende hasta 1.5 km dentro del permiso Guabisay.

Como se puede ver en la Fig. 6.5 las zonas de anomalía de Au y Cu, que son los únicos resultados obtenidos, no muestran relación espacial con las chimeneas de brechas con turmalina. Muestran un rumbo N-S que cubre todas las litologías presentes, diatrema, granodiorita, brechas, volcanitas y coluvión. A pesar de ello sirvieron para la localización de las chimeneas de brechas.

CODIGEM llevó a cabo un programa electromagnético y de conductividad magnética para Cominco. Ambos métodos ofrecieron anomalías coincidentes con la geoquímica.

6.4.2.7 Discusión y conclusiones: La exploración llevada a cabo en Guabisay no ha conducido al descubrimiento de cuerpos de brechas mineralizados de interés económico. A pesar de que las muestras tomadas en las trincheras dieron resultados locales favorables (3.83 ppm de Au en 10 metros; 9 y 7.2 ppm de Au en muestras puntuales) estos no fueron confirmados en los estudios posteriores. En la parte Norte se habían obtenido en las trincheras valores de 2.3 ppm de Au en 30 m de "stockwork", pero las perforaciones DDH-3 y 4 situadas en el mismo sector obtuvieron valores mucho más bajos.

Las anomalías magnéticas y electromagnéticas son coincidentes con las de suelos (Au y Cu) y con la zona N-S en la que se alinean las chimeneas de brechas (Fig. 6.5). Estas herramientas de exploración han sido utilizadas también en la parte Norte del sistema (Tres Chorreras) con iguales resultados.

En el momento actual y dada la precariedad de los datos obtenidos, sólo se puede afirmar que el sector presenta chimeneas de brechas con cuarzo y turmalina, aunque no estén bien precisadas en la cartografía. La presencia de un "stockwork" con mineralización similar a las chimeneas puede ser explicada como la raíz o sistema alimentador de una chimenea ya erosionada. Aunque el nivel topográfico de este sector (2900 m) es poco más bajo que el de Tres Chorreras (3100 m) el diferente nivel erosivo podría estar explicado por movimientos verticales en la Falla Galena. El levantamiento del bloque Sur habría favorecido la denudación de los intrusivos de alto nivel y la exhumación de la granodiorita inferior con sistemas de vetillas situadas bajo las chimeneas de brechas.

Las perforaciones realizadas fueron poco profundas para aclarar algún aspecto relacionado con la posible existencia de mineralizaciones tipo pórfido bajo estas chimeneas.

La cercanía geográfica, junto con la relación temporal entre la formación de las chimeneas y la diatrema que la postdata lleva a considerar que estas chimeneas forman parte de un único sistema mineralizante junto con las de Tres Chorreras. La principal diferencia es la composición del intrusivo directamente relacionado, granodiorita vs. microdiorita, pero esta diferencia podría desaparecer con una cartografía geológica más detallada del área, ya que hay referencias de la existencia de afloramientos microdioríticos en el sector (Bolaños, 1997). La diatrema de Tres Chorreras sería el cuello de un episodio piroclástico ya erosionado y que fue uno de los últimos eventos en el sistema.

6.4.3 Gigantones (No. 61; UTM: 660050-9647300)

***6.4.3.1 Introducción*:** Este sector forma parte de las concesiones mineras de la compañía Río Amarillo junto con Guabisay-Segunda Chorrera. Su posición geográfica, 4 km al SW de Guabisay, además de un contexto geológico diferente en algunos aspectos han llevado a considerarlo una mineralización diferente (Fig. 6.1). La mina, inactiva en la actualidad, está situada en la margen izquierda del Río San Martín y formada por una serie de túneles dispuestos aproximadamente en un alineamiento vertical, desde la orilla del río hasta casi la cumbre del cerro (unos 250 m de altura). Son labores mineras de pequeño volumen y no existen escombreras por haberlas arrastrado el río. El relieve es muy accidentado lo que dificulta el acceso a algunas de las labores y no existen en el sector facilidades de ningún tipo. El acceso puede realizarse desde las localidades de Quinoas o bien desde Cerro Negro, pero en ambos casos a pie o en caballerías. El sector está dedicado a la ganadería extensiva y las partes altas ocupadas por bosque y matorral.

6.4.3.2 Historia minera: Se han conseguido muy pocos datos sobre la actividad minera en Gigantones. La principal causa es su explotación mediante minería informal que no deja informes de ningún tipo. La mineralización fue descubierta posiblemente a principios de los años 80 y hacia 1985 los mineros informales abandonaron la zona para trasladarse a Tres Chorreras, que presentaba mejores leyes de oro. Los valores estimados por los mineros son entre 15 y 120 g/t de Au, pero no tienen ningún soporte analítico (Rodríguez & Benalcázar, 1995). No obstante, es posible que se hayan obtenido leyes altas localmente ya que se trabajó únicamente en la zona de enriquecimiento supergénico. No se dispone de datos del tonelaje extraído o de las reservas existentes. No parece que la actividad minera fuera importante en el sector pues no quedan ruinas de instalaciones de ningún tipo y los túneles visitados son de pequeño tamaño.

En la actualidad se realizan trabajos mineros esporádicos en los aluviales del Río San Martín, pero sin que exista ningún asentamiento minero permanente.

6.4.3.3 Geología: No se dispone de mapas detallados del sector, pero con las escasas observaciones de campo que la vegetación ha permitido y los datos de los túneles y núcleos de perforaciones estudiados se ha podido armar un bosquejo geológico de los alrededores de Gigantones.

Predominan las tobas e ignimbritas de composiciones dacíticas y riodacíticas pertenecientes al Grupo Saraguro (Eoceno Superior - Mioceno Inferior). Se han observado diferentes tamaños de grano y en ocasiones fragmentos líticos. Las texturas eutaxíticas son frecuentes y muy bien desarrolladas. Estas volcanitas son el material observable en superficie y en los túneles junto al Río San Martín. Junto a la cabaña que constituye el campamento de Río Amarillo se ha observado un único afloramiento de granodiorita de grano fino y ligeramente porfídica, con hornblenda y biotita que presenta un magnetismo ligero y está cloritizada. Esta granodiorita puede ser la continuación hacia el Noreste del cuerpo encontrado en el tramo inferior de la perforación DG-3. Si se trata de un único cuerpo su diámetro mínimo alcanzaría unos 600 metros. Aunque no ha podido confirmarse a causa de los pocos sondeos realizados hasta el momento, la chimenea de brechas es muy irregular y se encuentra situada en el contacto entre las tobas y el intrusivo granodiorítico.

6.4.3.4 Estructura: A escala regional Gigantones se encuentra situado exactamente en el lineamiento N60°E que enlaza casi todos los cuerpos de brechas estudiados, por tanto, dentro del Cinturón Tres Chorreras-La Playa. Por su lado SW discurre una falla de dirección N120-130°E (Pratt et al., 1997) que pertenece al sistema extensional correspondiente a las estructuras principales andinas (NNE y dextrales), en este caso la Falla Bulubulu. Así pues, se repite la situación general de Tres Chorreras, los cuerpos intrusivos ígneos directamente relacionados con las chimeneas de brechas están situados en el cruce de estas dos direcciones estructurales.

A escala local se ha podido observar varios sistemas de fracturas que controlan directamente la geometría de las chimeneas. En los túneles accesibles es evidente que los cuerpos de brechas están limitados por un denso sistema de diaclasas N15-25°E y subvertical. También puede verse como se forman pequeños cuerpos lenticulares de brechas en algunos sectores de estas fracturas. En los núcleos de las perforaciones el tránsito entre la roca de caja y la brecha es neto en detalle, aunque en el lado exterior de la chimenea de brechas suele haber un sistema de fracturas entrecruzadas que indica una proximidad a la zona brechificada. Las zonas de falla identificadas en las perforaciones (con varios metros de harinas de falla) no han podido ser correlacionadas en el mapa con la dirección N20°E. Existe la posibilidad de correlacionar entre dos perforaciones con una dirección N60°E coincidente con uno de los sistemas regionales (Fig. 6.6). Localmente se han medido fracturas de direcciones N70°E y buzando 40-45° al N que, en ocasiones, están rellenas de una microbrecha similar a la que forma la matriz de la brecha mineralizada. Estas fracturas tendidas son anteriores a las subverticales de rumbo NNE. En el esquema tentativo de Gigantones, se han representado algunas fallas, la mayoría deducidas de la geometría del cuerpo, que se agrupan en dos direcciones, N20°E y N60°E. Parece probable que estos sistemas hayan controlado la geometría del cuerpo de brechas, aunque llama la atención que no se hayan identificado fallas subverticales del sistema N120°E.

6.4.3.5 Mineralización: Existen varios tipos de mineralización en Gigantones. El principal es una brecha epi-mesotermal con turmalina, pero también existen vetillas epi-mesotermales con igual mineralización. Finalmente, en la granodiorita existen vetillas mineralizadas y diseminación de sulfuros. Complementariamente se han encontrado enriquecimientos minerales en las fallas que constituyen los bordes de la chimenea de brechas.

Brechas epi-mesotermales con turmalina: El principal cuerpo de brechas no es observable en superficie, los pequeños cuerpos estudiados en los túneles son tabulares subverticales y limitados por fallas N20°E. Frecuentemente su anchura no sobrepasa el metro y han sido trabajados mediante túneles a lo largo y en varios niveles. El estudio de los núcleos de las perforaciones permite identificar un cuerpo principal de forma irregular en su proyección en la superficie (Fig. 6.6) que está posiblemente controlado por fracturas. Verticalmente el cuerpo se proyecta hacia el Norte y hacia arriba disponiéndose tendido sobre el cuerpo granodiorítico. Su diámetro máximo es de unos 100 m y la extensión vertical comprobada de menos de 200 m.

Las brechas se han desarrollado en tobas e ignimbritas dacíticas-riolíticas y no se han identificado fragmentos de granodiorita, aunque la intensa silicificación del sector enmascara las texturas y las composiciones. Los fragmentos son angulosos a subredondeados y de tamaño inferior a 50 cm, aunque en ocasiones puedan existir megaclastos (así se han interpretado, en los núcleos de las perforaciones, las zonas de 2-3 metros sin brechificar dentro de la brecha). Se observan sectores donde los fragmentos apenas han sido rotados y localmente son tabulares y mantienen un paralelismo de sus dimensiones mayores. La brecha presenta poca matriz formada por clastos angulosos menores de la misma composición. Está cementada por la mineralización, que muy frecuentemente no rellena del todo los espacios vacíos, apareciendo drusas de cuarzo y turmalina.

Cementando la brecha se presenta: pirita-calcopirita-covellina-bornita-especularita-hematita-magnetita-molibdenita-cerusita-bismutinita?-oro. Como ganga aparecen: cuarzo-turmalina-clorita-epidota y muy localmente feldespato K. La disposición más frecuente es que el cuarzo y la turmalina en cristales idiomorfos tapicen las cavidades entre los fragmentos y posteriormente la drusa sea rellenada por los sulfuros.

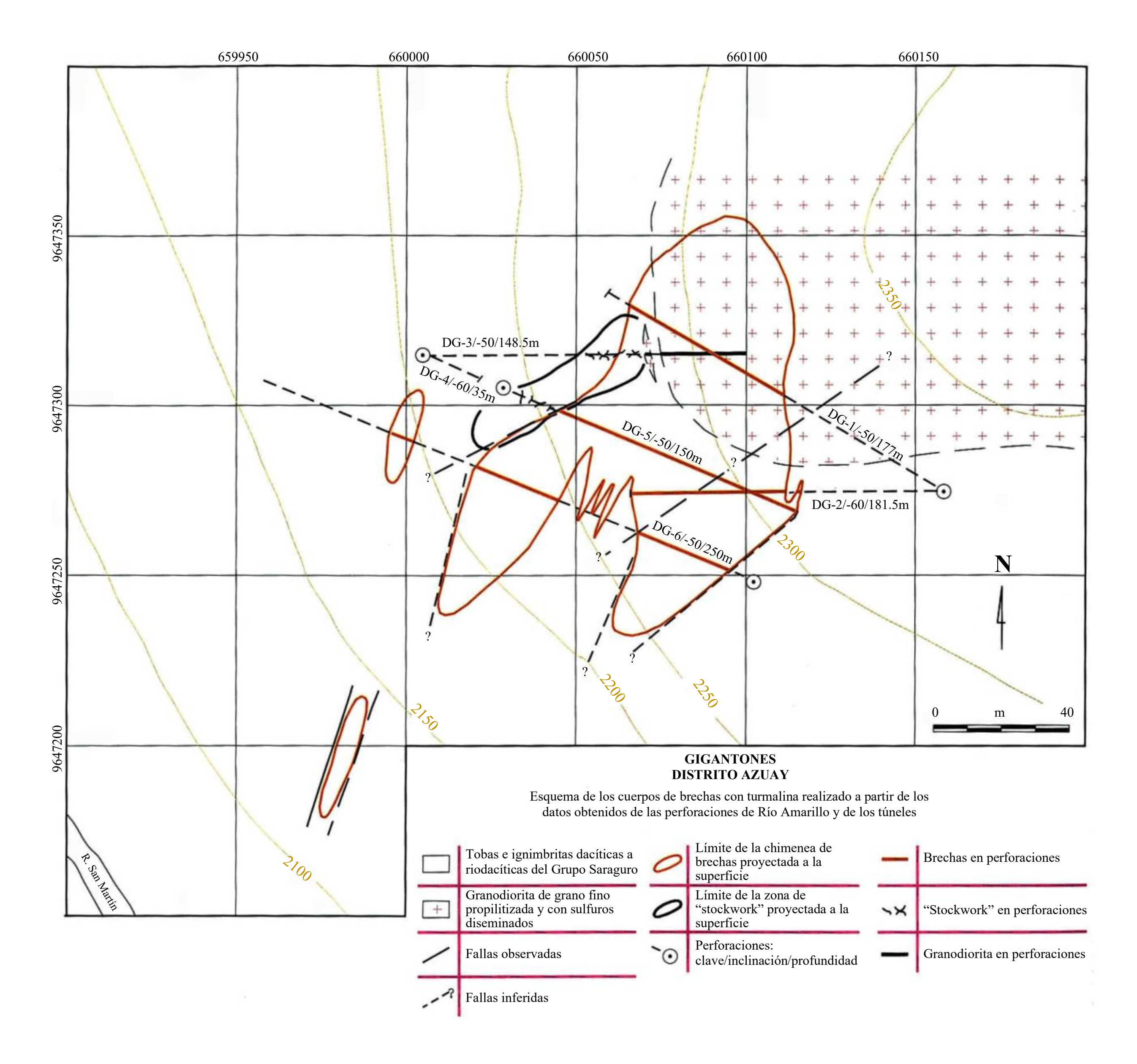


Figura 6.6 Esquema geológico de Gigantones con interpretación de la forma del cuerpo de brechas a partir de los datos de las perforaciones

Los valores analíticos más altos de las brechas sobre tramos analizados de 1.5 m son: 3.8 g/t de Au, 215 g/t de Ag, 3.8% de Cu, 0.19% de Pb, 0.60% de Zn, 366 ppm de Mo, 1418 ppm de Bi y 2000 ppm de Sb. En la zona de alteración supergénica existe un tramo de 1.5 m con 14.97 g/t de Au.

Vetillas epi-mesotermales: Alrededor del cuerpo de brechas, y especialmente bordeando el sector nororiental del mismo (Fig. 6.6), se presentan sistemas de vetillas milimétricas y centimétricas y fracturas mineralizadas irregularmente orientadas que aumentan hasta pasar a la brecha propiamente dicha. Este "stockwork" está claramente relacionado con la formación de la chimenea de brechas, ya que presenta la misma mineralización y alteraciones. Serían sectores donde la presión de fluidos fue insuficiente para la formación y rotación de los fragmentos. Estos sectores han ofrecido resultados destacados en los análisis, los máximos son 9.5 g/t de Au, 13.6 g/t de Ag y 0.54% de Cu.

Vetillas en la granodiorita: En la perforación DG-3 se han observado muy localmente vetillas milimétricas de pirita con salbandas alteradas hasta 1 cm que presentan silicificación y argilización medias. Los valores analíticos medios en tramos de 1.5 m son muy bajos debido a la baja densidad de las vetillas.

Diseminación en la granodiorita: El cuerpo intrusivo relacionado con Gigantones presenta diseminación de turmalina (<0.1%) y de magnetita (rara). Mucho más abundante es la diseminación de pirita y calcopirita que en algunos sectores alcanza el 15% (2.05 m en la perforación DG-3). Esta mineralización no se refleja en los resultados analíticos de la perforación, no puede hablarse pues de una mineralización tipo pórfido de Cu ± Au, pero es un dato alentador para la exploración futura. Hay que advertir que el muestreo para análisis no fue realizado por personal técnico, por lo que los tramos analizados no tienen correspondencia con las mineralizaciones observadas y habrían podido difuminar los valores de Cu y quizás de Au.

El dique intrusivo de grano fino, con un grosor de 2.55 m, cercano a la granodiorita, también presenta diseminación de sulfuros (5%) además de una intensa silicificación y vetillas de cuarzo-turmalina-sulfuros. Los resultados analíticos son: 1.2 g/t de Au, 3 g/t de Ag y 0.14% de Cu.

Enriquecimiento en zonas de falla: La zona de harinas de falla de 6 m de espesor que forma el límite oriental de la chimenea en el sondeo DG-1, presenta intensa oxidación de los sulfuros estando local mente gossanizada. Los resultados analíticos alcanzan valores de 3.2 g/t de Au, 55.1 g/t de Ag, 0.4% de Cu, 134 ppm de Mo, 2815 ppm de As y >2000 ppm de Sb. La amplia zona (8.2 m) de harinas y brechas de falla que aparece en DG-6 limitando las brechas y que tentativamente puede ser correlacionada con la anterior (en rumbo N60°E), también presenta valores interesantes: 0.25 g/t de Au, 11.4 g/t de Ag y 1% de Cu. Estos enriquecimientos en las zonas marginales de las chimeneas son frecuentes en este tipo de yacimientos (ej. Turmalina en el Norte de Perú – Steven et al., 1980, El Bolsico en Chile, Kidston en Queensland-Australia, Los Pilares en Sonora-México – Sillitoe, 1985) y están ocasionados por una mayor fracturación y acceso de fluidos en los bordes.

6.4.3.6 Alteración: Todo el sector de Gigantones muestra una silicificación de intensa a media, tanto dentro como fuera de la chimenea. Dentro de ella y en la granodiorita se presenta una cloritización suave y alteración sericítica (sericita, fengita). Los bordes de los clastos presentan un halo <1 cm de alteración argílica intensa (illita). Finalmente existe meteorización superficial que penetra hasta 100 m a favor de las fracturas (montmorillonita, caolinita, halloysita).

Puede interpretarse que existe una amplia zona de alteración de sílice y propilítica que es pre-brecha, posiblemente relacionada con procesos mineralizantes del intrusivo granodiorítico. Directamente relacionada con la formación de la chimenea de brecha se produce alteración sericítica y la argilización de los bordes de los fragmentos.

6.4.3.7 Discusión y conclusiones: La presencia de un cuerpo intrusivo ligeramente porfídico y con mineralización diseminada moderada es un buen indicio de la relación de este pequeño grupo de chimeneas de brechas con mineralización tipo pórfido. No se ha encontrado aún un yacimiento tipo pórfido en Gigantones, pero la exploración minera ha sido muy escasa, y ha estado limitada a perforaciones superficiales destinadas a evaluar los cuerpos de brechas mineralizados. La existencia de numerosos apuntamientos granodioríticos en toda la región sugiere que bajo ella hay un batolito exhumado sólo parcialmente. En relación con este batolito se explicarían las intrusiones de alto nivel cortical que llevan las mineralizaciones tipo pórfido conocidas en la región (ej. Gaby-Papa Grande).

La existencia de una falla regional de rumbo N60°E/subvertical con sentido de movimiento dextral (una rama de la Falla Bulubulu que se separa en cola de caballo) junto con otra de rumbo N120°E que ocupa una posición extensional del sistema regional andino, crea un sector favorable para el emplazamiento de intrusiones de alto nivel cortical y presumiblemente pórfidos.

La geometría de la chimenea de brechas, muy irregular, es una característica frecuente en las chimeneas de brechas relacionadas con pórfidos (ej. Whim Hill en Santa Rita, Sillitoe, 1985). En éstas ha sido descrita la presencia de "stockwork" bajo ellas (ej. Transvaal en Cumobabi, Scherkenbach et al., 1985) pero se desarrolla en el cuerpo porfídico infrayacente, mientras que en Gigantones el "stockwork" identificado está lateralmente y bajo el cuerpo de brechas pero desarrollado en las volcanitas, aunque queda abierta la posibilidad de que este cuerpo de "stockwork" continúe bajo las brechas y dentro del intrusivo.

La litología de los clastos es homogénea en Gigantones, son subangulosos y la brecha es clasto-portada lo que suele ser frecuente en las brechas relacionadas con pórfidos; aunque existen fragmentos tabulares que son poco abundantes en ese tipo de brechas (Sillitoe, 1985).

Las alteraciones más frecuentes en las brechas relacionadas con pórfidos son propilítica, sericítica y potásica (biotita/silicato K). En Gigantones están presentes las dos primeras, además de una argilización posterior a la formación de los clastos. La existencia de silicificación, sericitización y argilización es más frecuente en las brechas freáticas asociadas con depósitos de metales preciosos (Sillitoe, 1985).

Finalmente, en los sistemas de tipo pórfido no suele existir un control estructural evidente de las chimeneas, mientras que aquí existe un marcado control mediante fracturas del desarrollo del cuerpo brechoide. Las fracturas que controlan la geometría del cuerpo brechoide (N20°E/subverticales) no pertenecen a ninguno de los grupos regionales que controlan la situación de los intrusivos.

Hay que advertir que las diferentes chimeneas de brechas que constituyen un mismo grupo presentan características variadas, aunque estén genéticamente relacionadas entre sí y con un mismo sistema porfídico (ej. Los Bronces-Río Blanco, en Chile, Warnaars et al., 1985). Por tanto, es difícil establecer si una chimenea concreta presenta características que permitan adjudicarla a un tipo de brecha determinado (ígneas, volcánicas, freáticas, etc.). No obstante, Gigantones presenta algunas de las características de las brechas relacionadas con pórfidos y, lo que es más importante, se ha encontrado un indicio de mineralización diseminada en el cuerpo intrusivo infrayacente. Esto nos lleva a concluir que esta chimenea de brechas puede estar relacionada con un sistema de mineralización tipo pórfido.

En el momento actual no se conocen datos exactos de las edades de las intrusiones y mineralizaciones, pero se puede suponer que su edad es cercana a la de Tres Chorreras-Guabisay.

6.4.4 Don Guzmán (No. 233; UTM: 659225-967075)

6.4.4.1 Introducción: Estas pequeñas labores mineras, trabajadas informalmente, no han sido visitadas durante nuestra investigación. Tampoco se han encontrado estudios o información referente a ellas. El nombre fue facilitado por un campesino de la zona que nos servía de guía en nuestros recorridos por el sector de Gigantones.

La falta de información es casi total, pero se ha decidido reflejar en nuestro estudio esta localidad por dos motivos: queda situada en el lineamiento regional (N60°E) que une todas las chimeneas de brechas estudiadas y, los mineros informales de la zona la describen como de igual tipo que Gigantones (chimenea de brechas).

6.4.4.2 Geología: Estudiando los mapas geológicos regionales (Pratt et al., 1997) se descubre que su situación geológica general también es similar a las demás minas del mismo tipo del Cinturón Tres Chorreras. Está situado en materiales del Grupo Saraguro (Eoceno Superior-Mioceno Inferior) y, aunque no estén reflejados en el mapa, existe la posibilidad de apuntamientos intrusivos o cuerpos subaflorantes próximos. En cualquier caso, se puede suponer la presencia de un batolito granodiorítico bajo estos materiales.

6.4.4.3 Estructura: En el mapa regional de lineamientos del Cinturón de Tres Chorreras-La Playa (Fig. 6.2) Don Guzmán está situada (15) en uno de los lineamientos extensionales N130°E y muy cerca del lineamiento principal de rumbo N60°E. Su situación estructural es idónea, según hemos visto antes, para las mineralizaciones tipo chimenea de brechas epimesotermales con turmalina que estamos estudiando.

6.4.5 Llashipal (No. 232; UTM: 657050-9645075)

6.4.5.1 Introducción: Es un pequeño grupo de labores mineras artesanales que son explotadas intermitentemente. Fue visitado debido a su relativa proximidad al grupo de chimeneas de La Playa. El acceso se realiza por camino de verano hasta el campamento minero de La Playa y desde allí a pie por un pequeño sendero durante unas 5 horas. Está situado a unos seis kilómetros al ENE del campamento de La Playa y a unos 27 km al NE de la localidad de Pasaje (Fig. 6.1).

No se ha localizado ningún dato referente a esta mineralización por lo que la única información proviene de la corta visita realizada en este proyecto. No existen estimaciones de reservas, ni de leyes, ni tampoco datos sobre la producción.

6.4.5.2 Geología: Los dos pequeños cuerpos de brechas visitados están en un sector de tobas ácidas del Grupo Saraguro. El sector está totalmente cubierto de vegetación y sólo se observa la geología en las labores mineras. La intensa alteración meteórica dificulta el reconocimiento de la roca que forma los clastos de la brecha, pero parecen adivinarse texturas granoblásticas y una composición ácida. Cerca y hacia al Sur aflora la granodiorita de La Tigrera a cotas muy altas, por lo que es posible que se trate de un intrusivo granodiorítico. No se han observado texturas porfídicas.

6.4.5.3 Estructura: Regionalmente está situado en el lineamiento estructural que conecta las chimeneas del Cinturón de Tres Chorreras (N60°E). En este sector se produce un desdoblamiento de la lineación y la mina está situada en la rama Sur (Fig. 6.2). Un grupo de lineamientos subparalelos de rumbo N130°E está presente también en la zona. Por tanto, repite el esquema de otras mineralizaciones del cinturón, estando situado en la zona con presencia de ambos sistemas.

En detalle no se ha observado ningún control estructural de la geometría de las chimeneas, pero las labores son tan pequeñas que no se ven los bordes del cuerpo de brecha.

6.4.5.4 Mineralización: Se desconoce la forma de las chimeneas de brechas y sus dimensiones ya que sólo se han observado en un pequeño túnel. Las brechas están formadas por clastos angulosos de tamaño <20 cm, en ocasiones de fragmentos tabulares (Foto 6.5). No se ha observado matriz, las brechas son clastoportadas, con cemento muy rico en turmalina, en finos cristales, y cuarzo, con buen desarrollo de cristales idiomorfos. Al estar en la zona de alteración meteórica hay presencia local de pirita + bornita + covelina. En general se observa hematita y limonita, pero no magnetita. El oro es visible en forma de hilos en la zona oxidada. Aparece en las cavidades con cuarzo formando drusas entre los clastos y con abundantes óxidos de hierro.

En las escombreras se observaron buenos ejemplos de brechas de fragmentos tabulares (brechas de ladrillos), lo que hace pensar en un posible control por sistemas de fracturas en algunos sectores de las chimeneas. En otras minas del cinturón se han identificado brechas de fragmentos tabulares en relación con sistemas de diaclasas y generalmente situadas en las paredes del cuerpo de brechas (La Mina y La Banda del grupo La Playa; "Glory Hole" de Tres Chorreras). Pero estas brechas con fragmentos tabulares también pueden formarse en los bordes de la chimenea sin el concurso de un sistema de diaclasas poco espaciadas o de una estratificación bien desarrollada. Se conocen ejemplos de chimeneas (Yabricocha, Chile) en las que los "ladrillos" se disponen paralelos a las paredes y se horizontalizan en la parte central superior (techo). Su formación debe de estar condicionada por un proceso de rotura regular de escamas en las paredes de la chimenea; los fragmentos tabulares no existen en las partes inferiores de las chimeneas, lo que sugiere que los ladrillos se forman en el proceso de avance de la chimenea y, posteriormente, se fragmentan y rotan desapareciendo de las partes centrales e inferiores (Sillitoe, 1985). Dado el escaso conocimiento de Llashipal, no podemos concretar si las brechas de ladrillos son debidas a un intenso diaclasado o a un proceso de desescamado de las paredes, pero parece probable que la parte actualmente minada sea la superior de la chimenea de brechas.

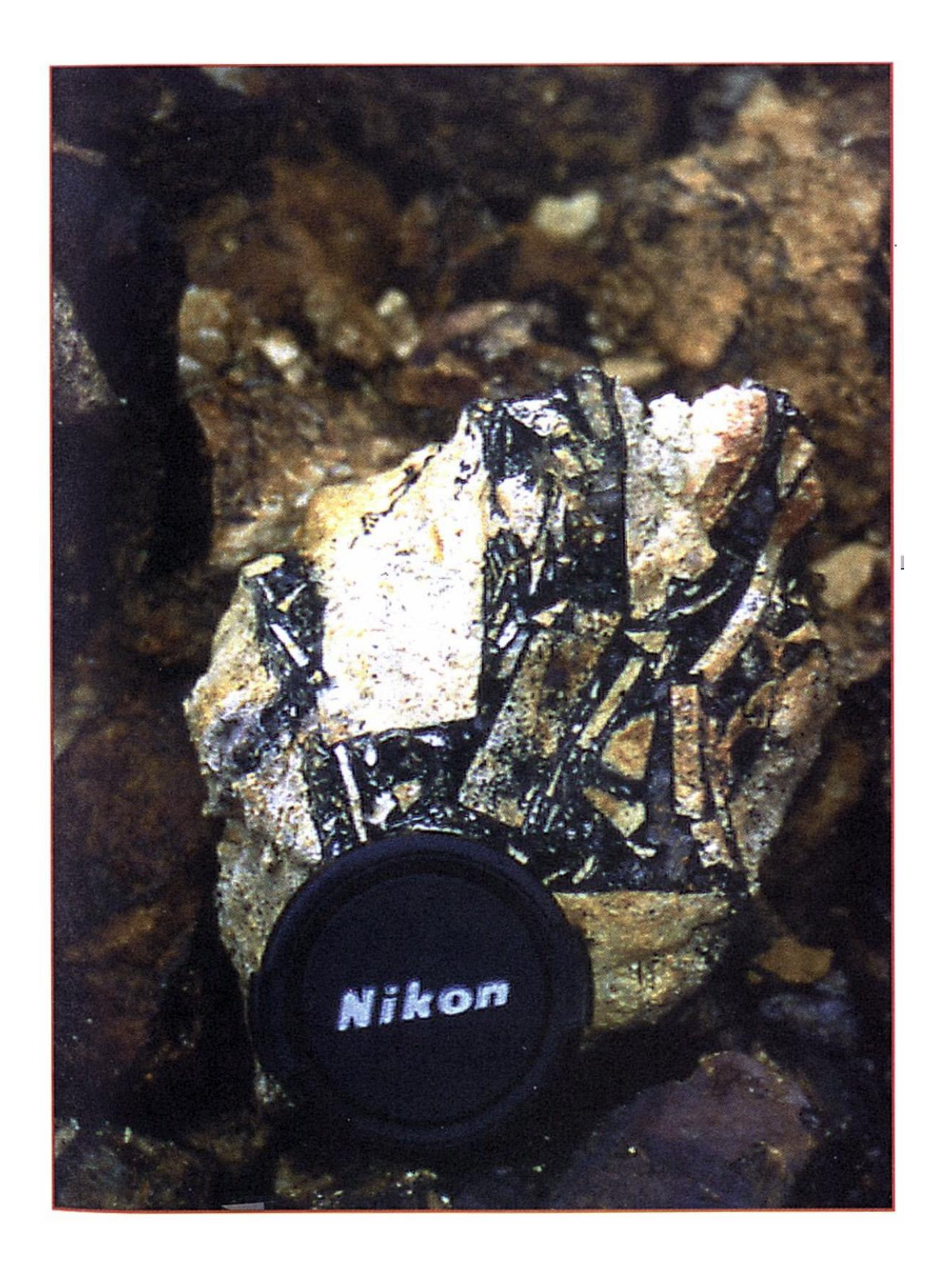


Foto 6.5 Brecha de ladrillos en Llashipal, una de las chimeneas de brechas del grupo La Playa. Los fragmentos son tabulares y angulosos y están cementados por turmalina y cuarzo incoloro. Diámetro de la tapa de la cámara 56 mm

Las dos muestras tomadas para análisis geoquímico dieron resultados bajos de oro (0.33 g/t y 0.7 g/t) y cobre (252 y 1617 ppm). Pero en una de las muestras hay valores significativos de Mo (504 ppm), As (1702 ppm), Sb (1081 ppm) y W (264 ppm). Este grupo de elementos es frecuente en las chimeneas de brechas mesotermales con turmalina y en yacimientos cercanos al Cinturón de Tres Chorreras-La Playa están presentes minerales de ellos.

6.4.5.5 Alteración: La pequeña parte observable del cuerpo de brechas no permite la identificación de zonas de alteración. Existe una intensa meteorización (oxidación de los minerales de Fe y Cu y caolinización intensa) y potasificación (sericita + feldespato K). El feldespato K aparece en los espacios mineralizados dentro de la brecha y formando grandes cristales. También ha sido hallado en una de las chimeneas de brechas del grupo La Playa (Sucus-2).

6.4.5.6 Conclusiones

(i) Se ha reflejado esta pequeña labor minera por su situación en relación con el lineamiento N60°E, aunque los datos sobre la misma son muy escasos.

(ii) Presenta similitudes con la chimenea Sucus-2, del Grupo La Playa, especialmente por la presencia de feldespato K en la brecha.

(iii) Su geología no es bien conocida por la falta de afloramiento y la intensa meteorización.

6.4.6 Grupo La Playa

6.4.6.1 Introducción: Agrupa un conjunto de siete chimeneas de brecha que están situadas dentro de la propiedad minera conocida como La Playa (Figs. 6.1 y 6.7). Éstas son: Sucus-2, La Banda, El Huequito, El Pilar (no mineralizada), La Mina, Las Bolsas y Tiburón. La chimenea La Ensillada está compartida con la propiedad minera de la cooperativa de mineros que explota La Tigrera y se ha decidido incluirla en este último grupo. A escala de distrito (SIG a escala 1:100000) se han agrupado algunas de ellas dada su proximidad y la imposibilidad de representarlas independientemente, éstas son:

El Huequito	El Huequito El Pilar
La Mina	La Mina Las Bolsas Tiburones

El grupo se encuentra ubicado alrededor de valle relleno por un gran coluvión, de ahí su nombre de La Playa. Esta situación permite suponer la existencia de más chimeneas de brechas ocultas bajo los materiales aluviales. Algunas exploraciones en este sentido han sido realizadas hasta ahora sin ningún éxito. Está situado a unos 21 km al NE de Pasaje, su acceso es por buena carretera (Girón-Pasaje) y, posteriormente, por un camino de verano hasta el campamento de la compañía (Ecuanor). El campamento dispone de electricidad y el agua es abundante en el Río Las Juntas. El relieve es muy accidentado y la vegetación muy tupida oculta en gran medida la geología.

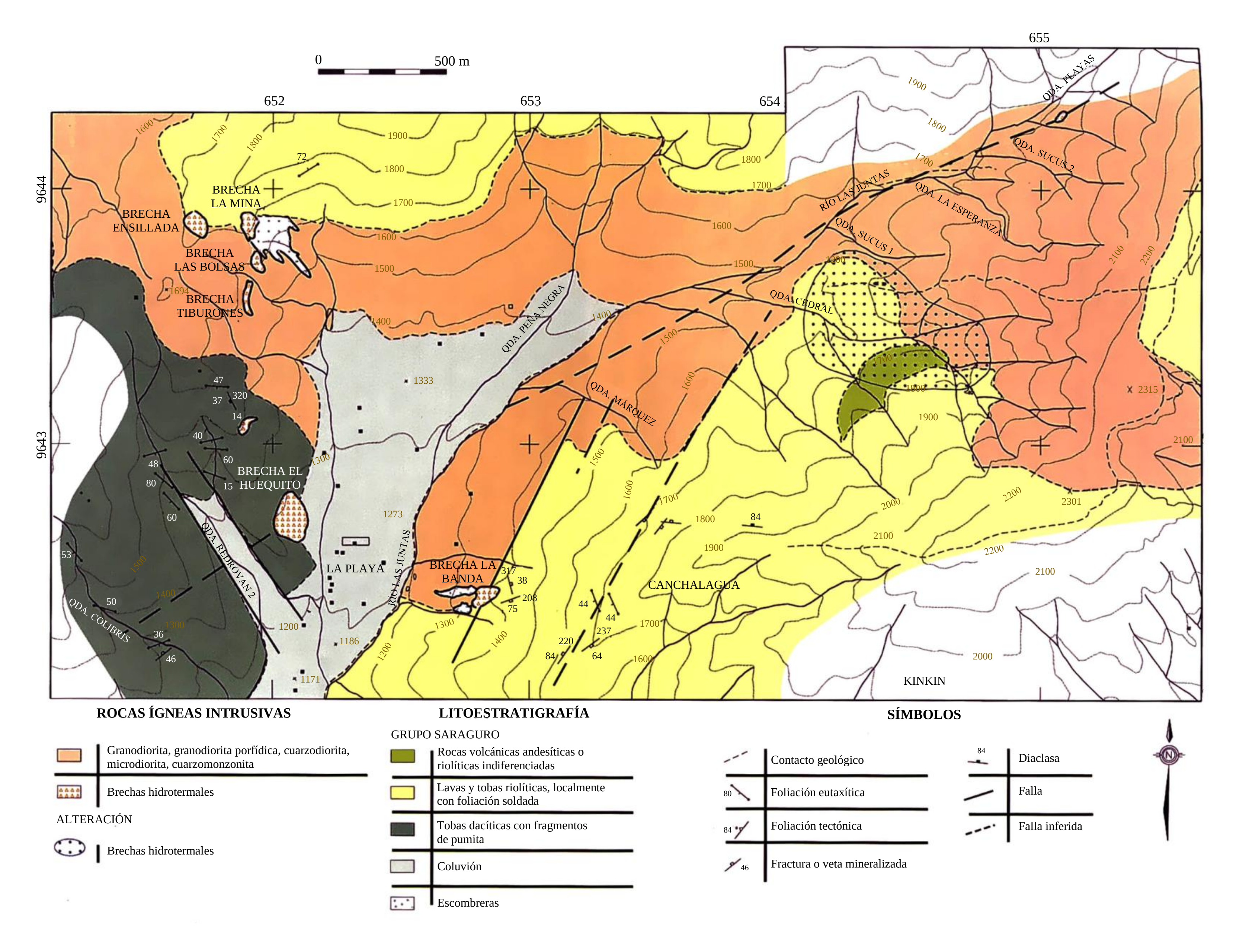


Figura 6.7 Mapa geológico del sector La Playa. Modificado de Ecuanor

6.4.6.2 Historia minera: No se dispone de datos históricos del grupo. En el año 1997 la propiedad, en manos de Ecuanor, fue invadida por mineros informales. Durante las primeras visitas realizadas en este proyecto (1997 y 1998) los mineros artesanales trabajaban dos chimeneas, La Mina y La Banda, en grupos separados. La situación impidió un estudio detallado de la zona ya que en cada ocasión sólo se permitió un estudio muy breve (menos de dos horas) y controlado por los mineros informales que recelaban de cualquier trabajo detallado o interés por zonas mineralizadas. A finales de 1998 las autoridades ecuatorianas colaboraron con Ecuanor, haciendo cumplir la ley y expulsando a los invasores. Desde ese momento Ecuanor ha recomenzado los trabajos de exploración bajo protección armada. La nueva campaña comprende la realización de perforaciones en las chimeneas mineralizadas y en el coluvión, confiando en localizar nuevas chimeneas mineralizadas bajo el mismo y una posible mineralización porfídica relacionada con el campo de brechas.

Al igual que en todas las minas con explotación artesanal no se dispone de cifras de producción, ni de reservas, ni de leyes. Las estimaciones ofrecidas por los mineros durante nuestras visitas están fuera de toda lógica. Las únicas cifras conseguidas son de Pratt et al., (1997) de 2-4 g/t de Au y 40 g/t de Ag. Estos valores han sido confirmados por los análisis realizados por la compañía minera en las partes oxidadas de las chimeneas La Mina y La Banda.

6.4.6.3 Geología: El sector de La Playa está dominado por un cuerpo intrusivo ígneo que aflora en las partes topográficamente inferiores (Fig. 6.7), indicando que es un cuerpo intrusivo de gran tamaño parcialmente exhumado. Su composición dominante es granodiorítica/tonalítica, pero en el sector de La Playa se han identificado otras litologías: granodiorita porfídica, cuarzodiorita, microdiorita y cuarzomonzonita. Este cuerpo intruye en rocas del Grupo Saraguro que en el mapa de detalle de Ecuanor han sido divididas en varias unidades litológicas:

(i) Rocas volcánicas andesíticas a riolíticas indiferenciadas, en la parte Oeste del mapa.

(ii) Tobas riolíticas, localmente con la foliación soldada, como litología más general.

(iii) Tobas dacíticas con fragmentos de pumita, en un pequeño sector de la parte centro-oriental del mapa.

Todas estas litologías ocupan las partes topográficamente más altas, formando una especie de sombrero de la granodiorita que indica que el nivel erosivo está alrededor del techo de la intrusión.

Las chimeneas de brechas están situadas predominantemente en la granodiorita y algunas en sus contactos con las rocas del Grupo Saraguro (Ensillada, La Mina y La Banda). Pero la única que realmente ocupa una posición en el contacto lateral es La Banda, y es un contacto posiblemente fallado. Las otras dos chimeneas, aunque en el contacto, están en el contacto de techo, ya que el intrusivo se extiende probablemente bajo las volcanitas hacia el Norte (Fig. 6.7). Sucus-2, Las Bolsas y Tiburones también están dentro de la granodiorita y como en el caso de las anteriores en su zona de techo, aunque las volcanitas de Saraguro hayan sido denudadas totalmente en esta área. Otras chimeneas (El Pilar y El Huequito) cartográficamente están en las volcanitas, pero hay que suponer que el cuerpo intrusivo se encuentra a poca profundidad bajo ellas.

6.4.6.4 Estructura: La cartografía de Ecuanor no ofrece detalles estructurales pero la fotointerpretación permite establecer varios sistemas de lineamientos, algunos correspondientes con rasgos geológicos, que han sido añadidos al mapa (Fig. 6.7).

(i) El principal lineamiento es el N60°E, que enlaza todas las zonas con brechas del Cinturón Tres Chorreras-La Playa, y que hemos considerado que es una rama de un abanico extensional de la Falla Bulubulu. Este lineamiento pasa a lo largo del Río Las Juntas y bajo el coluvión de La Playa.

(ii) Otro grupo de lineamientos paralelos, de dirección N130°E, cruza la zona por el collado de La Ensillada, creando una amplia banda que une todas las chimeneas de brechas conocidas (Fig. 6.2) en el sector de La Playa y también algunas de La Tigrera.

(iii) Lineamientos de dirección N150°E que controlan intensamente la topografía y drenaje actuales, como se puede ver en la Quebrada Redrovan.

(iv) Finalmente un sistema de lineamientos N30°E coincide con contactos anómalamente rectos entre la granodiorita y las volcanitas. Es el único grupo que presenta rasgos geológicos además de morfológicos. En una de estas fallas se encuentra la chimenea La Banda.

El grupo de chimeneas de brechas se dispone, como los grupos previamente vistos, en una zona de intensa fracturación en N130°E. Este rumbo ocupa una posición extensional del sistema regional dextral N20°-30°E (Falla Bulubulu) y podría haber favorecido las intrusiones de alto nivel cortical y la formación de las chimeneas de brechas.

En detalle también se ha observado un control estructural de la geometría en algunas chimeneas de brechas. En La Mina se han medido abundantes direcciones en N60°E y subverticales (con buzamientos fuertes a ambos lados) que controlan claramente el borde oriental de la chimenea y también otros subcuerpos dentro de la misma. También se han medido pequeñas fracturas en N-S/subvertical, una dirección que une tres cuerpos de brechas próximos (La Mina, Las Bolsas y Tiburones). En La Mina es muy evidente un diaclasado de dirección variable pero principalmente en N25°E, con buzamiento muy suave al SE (<30°). Estas diaclasas limitan megaclastos tabulares dentro de la chimenea, dando un aspecto bandeado por la creación de zonas de menos de un metro de anchura con y sin brechificación de tamaño medio (clastos <25 cm). Este sistema de diaclasas no está presente fuera de la chimenea. En Tiburones no se ha podido hacer un estudio de la brecha ya que es inaccesible por el colapso de las labores mineras, pero en su cercanía se midieron vetillas espaciadas <10 cm de rumbo N160°E/90. En La Banda las fracturas principales, que controlan claramente los bordes N y S del cuerpo (Fig. 6.7) son en N80°E/80S, con su densidad incrementándose hacia ambos límites. Dentro de la chimenea hay fracturas de rumbo N60°E/38°N, espaciadas 0.5 a 1 metro, que controlan la formación de las brechas y megaclastos de un modo alternante igual al descrito en La Mina.

En La Banda se han observado fracturas anastomosantes de 10-40 cm de anchura con dirección aproximada N30°E y buzamiento fuerte (50°-70°) al NW. Son posteriores a la brecha y presentan una foliación tectónica grosera subparalela a los bordes de la falla. También hay pliegues menores intrafalla de geometría asimétrica, indicando movimiento inverso, es decir el bloque occidental sube respecto al oriental. Su dirección paralela a un lineamiento observado en sensores remotos (N30°E), hace pensar en fallas del sistema que forma el límite rectilíneo entre la granodiorita y las volcanitas. Su sentido de movimiento es coherente, con ascenso de los materiales ígneos hasta situarse al mismo nivel que los volcánicos suprayacentes. Del estudio del mapa (Fig. 6.7) se puede deducir que este sistema de fracturas, además de movimiento inverso, presenta movimiento dextral en dirección; este sentido es coherente (vergente al Este e inversa, Dunkley & Gaibor, 1997a; Misión Belga, 1989c) con los movimientos de las grandes suturas regionales (Falla Bulubulu), evidenciando que estas son activas con posterioridad a la formación de las chimeneas de brechas.

Las recientes perforaciones realizadas en La Banda muestran un incremento de las zonas de cizalla con la profundidad y la granodiorita está tectónicamente foliada, llegando a ser una milonita S-C; debe de tratarse de una estructura regional posterior a los 10-12 Ma. (Pratt, com. per.).

6.4.6.5 Descripción de las chimeneas de brechas: Los datos disponibles son solamente de superficie y de los pequeños túneles de explotación artesanal. No se puede describir su evolución vertical más allá de lo que permiten las diferentes cotas erosivas. Los datos de la actual campaña de perforaciones de Ecuanor no han podido ser incorporados a nuestro proyecto.

En superficie las chimeneas son irregulares, subredondeadas y algunas muy alargadas (Tiburones). Su diámetro oscila entre los 50 m de Sucus-2 y los 200 m de El Huequito. Las dos chimeneas que han tenido explotación artesanal, La Mina y La Banda, tienen diámetros alrededor de los 100 m. La única chimenea en la que se puede describir parcialmente su evolución vertical es La Mina; la forma representada en el mapa es la envolvente de la zona brechificada, pero en su interior hay cuerpos irregulares de brechas de forma tubular vertical que se anastomosan. En la parte inferior del afloramiento se observa una cuarzodiorita porfídica con algunas vetillas, pero sin desarrollar realmente un “stockwork”.

Las brechas visitadas son de fragmentos angulosos a subangulosos, clasto-portadas, y con fragmentos inferiores a 1 m de diámetro máximo, exceptuando los megaclastos intercalados de La Mina y La Banda que llegan a los 4-5 m de largo observable. En La Mina sólo se observaron fragmentos de intrusivo cuarzodiorítico (aunque se han descrito clastos de tobas dacíticas con cristales de cuarzo); en La Banda se han identificado clastos de granodiorita de grano medio en la superficie y según Pratt (com. per.) en las perforaciones aparecen clastos alterados de tobas dacíticas con cristales de feldespato; en Sucus-2 de granodiorita de grano medio y en El Pilar de riolita o toba riolítica silicificada. La reciente campaña de perforaciones deja entrever una variación en la litología de los clastos con la profundidad y aporta importantes datos para el modelo de estos depósitos. La matriz tiene una composición igual a la brecha, pero con tamaños de clastos mucho menores. La mineralización cementa la brecha, pero dejando frecuentes cavidades en las que se desarrollan drusas de cuarzo y turmalina.

6.4.6.6 Mineralización: Las únicas chimeneas mineralizadas son La Mina, La Banda, Las Bolsas y Sucus-2. El Huequito tiene referencias de buenos valores de oro, pero el propietario del terreno no permite ninguna exploración ni acceso.

La mineralización que cementa la brecha se encuentra en general oxidada supergénicamente, ya que los trabajos artesanales realizados hasta el presente no han penetrado a niveles más profundos. Los trabajos mineros se han centrado en las zonas más ricas en óxidos de hierro con oro libre por ser las más fáciles de beneficiar con escasa maquinaria.

El cemento presenta pirita, calcopirita, oro, bornita, covelina, hematita, magnetita, molibdenita, malaquita, witherita, apatito euhedral de grano grueso y scheelita (localmente verde). Como minerales de ganga aparecen cuarzo, turmalina, amatista, feldespato potásico, clorita y epidota. Se observó oro libre en escamas (<1 mm) en las dos chimeneas con trabajos mineros, el muestreo fue dificultado por los mineros invasores que no permitieron que se tomaran muestras con oro visible. Una muestra (LP-63) de óxidos de Fe recogida en varias zonas con oro visible en La Banda ha dado los siguientes resultados: 33.83 g/t de Au, 66.6 g/t de Ag, 1% de Cu, 1581 ppm de Mo y 411 ppm de W. Otra muestra de brecha con secundarios de Cu de La Banda (LP-60) ha dado un valor de Cu del 2%.

En un sector al Sur de la chimenea Sucus-2 se ha descrito (mapa de Ecuanor) una zona de alteración potásica (Fig. 6.7) y una zona de pátinas y vetillas de óxidos de hierro. Este sector presenta un gran potencial para la exploración, aunque por el momento no se conozcan datos precisos del tipo de mineralización y su relación con las chimeneas de brechas.

6.4.6.7 Alteración: La falta de estudios sobre la alteración en el sector impide conocer la amplitud de las aureolas de algunos de sus tipos. La propilitización muy suave con clorita férrica e intermedia se observa en todas las chimeneas y sus alrededores, sin que se conozcan sus límites. Los bordes de los clastos presentan una silicificación intensa <1 cm (ej. La Banda) junto con potasificación (feldespato K, ej. Sucus-2 y sericita, ej. La Mina). Este halo de los clastos también presenta illita y flogopita según los estudios del PIMA.

La alteración meteórica en las labores de las chimeneas explotadas es muy intensa. Los sulfuros han desaparecido casi totalmente, pasando a secundarios de Fe y Cu principalmente. A favor de los sistemas de fracturas existe una argilización media con presencia de caolinita, halloysita, montmorillonita y gibbsita, según los espectros realizados con el PIMA.

6.4.6.8 Discusión y conclusiones: Se han considerado como chimeneas de brechas ricas en turmalina del Grupo La Playa las que están incluidas en los permisos mineros bajo exploración de la compañía Ecuanor en las fechas de realización de este proyecto. Son las siguientes: La Mina, Las Bolsas, Tiburones, El Pilar, El Huequito, La Banda y Sucus-2; La Ensillada, aunque está parcialmente en uno de los permisos mineros ha sido incluida en el Grupo La Tigrera, donde también está parte de la chimenea. No todas las chimeneas están mineralizadas, al menos en su parte aflorante, lo que es común en este tipo de agrupaciones.

Todas las chimeneas del grupo, menos Sucus-2, están situadas dentro de una banda de unos 1000 m de anchura y dirección N130°E. Esta banda presenta, en la imagen RADARSAT, abundantes lineamientos paralelos de este rumbo. Otros lineamientos paralelos situados más al NE controlarían la chimenea Sucus-2. Como se ha explicado en el contexto general de las chimeneas de brechas con turmalina, esta dirección es extensional en el sistema transpresivo dextral de la Falla Bulubulu y asociadas.

Geológicamente todas las chimeneas están en relación con intrusivos ígneos (granodiorita a veces porfídica, cuarzodiorita, microdiorita) y en sus contactos, ya sean laterales o de techo. El cuerpo intrusivo ígneo aflora en las partes bajas del terreno, valles y collados, estando las zonas de cumbres constituidas por materiales volcánicos del Grupo Saraguro. Esta disposición indica un plutón parcialmente exhumado. Las chimeneas interrumpen el contacto intrusivo/volcanitas y dos de ellas aparecen dentro de las volcanitas, aunque se puede deducir que bajo ellas están los materiales ígneos intrusivos y que su afloramiento en volcanitas se debe a que se han formado sobre el techo de la granodiorita. La mayoría de las chimeneas presentan clastos de varias litologías y de mineralización, excepto El Pilar que sólo presenta tobas ácidas y riolitas. Esta composición polilítica de los clastos de la brecha es coherente con la posición de las mismas atravesando los contactos, que sugiere una mezcla de litologías dentro de la brecha. Las perforaciones recientemente realizadas indican variación de las litologías implicadas en función de la profundidad.

Una de las chimeneas, La Banda, está situada en un contacto lateral por falla entre los intrusivos ígneos y las volcanitas. Esta falla presenta la misma dirección y sentido de movimiento que la Falla Bulubulu, por lo que se considera que pertenece a este importante sistema de fracturación. Se han observado fallas menores del mismo sistema afectando a las brechas de La Banda, lo que indica que los movimientos del sistema de fallas Bulubulu continuaron con posterioridad a la formación de las brechas.

No se tienen datos de la geometría y mineralización de las chimeneas en profundidad, pero a partir de los datos de superficie se puede intuir una forma prolata subvertical y con diversos cuerpos de brechas anastomosantes.

La coincidencia espacial de los cuerpos de brechas con el sistema de lineamientos NW-SE sugiere que este sector extensional haya favorecido el emplazamiento de intrusivos en los niveles corticales altos (texturas porfídicas observadas). Estos intrusivos podrían tener mineralizaciones tipo pórfido de cobre que aún no han sido descubiertas en La Playa. Asociadas a esta mineralización y con posterioridad se formarían las chimeneas de brechas, de acuerdo con la secuencia de acontecimientos de otros depósitos del mismo tipo mejor conocidos (Los Bronces-Río Blanco, en Chile; Warnaars et al., 1985). El sistema regional de fracturas transpresivo dextral (Falla Bulubulu) continuaría jugando después de la formación de las chimeneas de brechas como prueban las fracturas menores de este sistema encontradas en La Banda.

Esta disposición de las chimeneas en relación con los contactos del cuerpo intrusivo ígneo y con la banda de lineamientos NW-SE permite seleccionar nuevas áreas de exploración en el sector. Según se ve en la Fig. 6.7 la banda que agrupa las chimeneas está interrumpida por el potente coluvión que forma la playa que da nombre al prospecto, bajo el mismo se pueden ocultar otras chimeneas de brechas o, dado su nivel erosivo más bajo, las mineralizaciones en “stockwork” alimentador infra-chimeneas y/o las tipo pórfido relacionadas. El nivel erosivo actual está próximo al techo del batolito granodiorítico regional lo que hace probable la existencia de más chimeneas de techo en el sector. Estas pueden haber cortado las volcanitas y aparecer bordeando el gran afloramiento de rocas ígneas. Como objetivo prioritario de exploración debe establecerse los sectores con abundantes lineamientos N130°E que controlan todas las mineralizaciones de este tipo en el Cinturón Tres Chorreras-La Playa.

6.4.7 La Tigrera

6.4.7.1 Introducción: La mina La Tigrera se encuentra situada en el extremo suroccidental del Cinturón Tres Chorreras-La Playa (Figs. 6.1 y 6.2). Su distancia a Machala, la capital provincial, es de 33 km. El acceso se realiza por Pasaje a Palo Marcado, desde donde debe de avanzarse a pie o en caballerías durante 13 km.

El Grupo La Tigrera está compuesto por varias zonas mineralizadas. Algunas de ellas son chimeneas de brechas con turmalina, pero otras son "stockworks" relacionados con las mismas. Las chimeneas de brechas son cuatro: La Ensillada, Los Huecos, Túneles y El Brujo; en esta última no se ha observado turmalina, aunque hay informes verbales de la presencia de oro. La existencia de chimeneas mineralizadas y sin mineralizar en el mismo grupo es frecuente en estos sistemas de mineralización, como ocurre en Los Bronces, Chile (Warnaars et al., 1985). Las zonas de "stockwork" son La Soledad y Números. Junto a los cuerpos de brechas se han desarrollado "stockworks" y, localmente, en las vetillas de los "stockworks" se desarrollan brechas mineralizadas con turmalina.

6.4.7.2 Historia minera: Las primeras noticias son del año 1976 cuando pequeños mineros trabajaron y abandonaron la zona debido a las bajas leyes (Cooperación Franco-Ecuatoriana, 1992).

Esta mina fue redescubierta en 1982 por un campesino de la zona. El fenómeno de El Niño ocasionó derrumbes en las abruptas laderas del sector y las quebradas comenzaron a llevar oro libre. Para la explotación de esta riqueza se formó una pre-cooperativa minera integrada por 140 campesinos residentes en los caseríos de La Soledad, La Playa y 9 de Octubre. En 1984 se comenzó con los estudios técnicos y la evaluación sistemática del sector y en 1985 se redujo la superficie a 8000 ha y se realizaron estudios estructurales, geoquímica de drenajes y de afloramientos con mineralización (Rhon & Dávila, 1984). En 1986 se solicitó la concesión de 2400 ha que en 1988 pasaron a ser 1652 ha. El titular de la explotación minera es la Cía. Minera La Tigrera propiedad de la Cooperativa de Producción Minera 6 de Octubre.

La compañía Prominex realizó estudios en La Tigrera durante 5 años a comienzos de los 90. Entre otros trabajos levantó un mapa geológico de La Soledad y alrededores. También existe una tesis de grado sobre este yacimiento (Gaibor, 1993).

En los años 1994-1995 la compañía Climax realizó trabajos de exploración, incluyendo la construcción de un camino de verano y de un campamento. Los trabajos estuvieron centrados en la zona mineralizada La Soledad. Consistiendo en muestreos para geoquímica de sedimentos fluviales, de esquirlas de roca y de suelos; travesías y pozos de reconocimiento; y estudios geofísicos (IP y magnético terrestre). El acceso a los informes de esta exploración fue muy restringido, por lo que no se conocen todos los datos.

Gold Discovery a través de la Compañía Minera El Altar S. A. está realizando trabajos de exploración en el Ecuador y una de las zonas de interés ha sido La Tigrera. Recientemente (no consta el año en el informe) se han realizado trabajos de mapeo geológico, excavación de trincheras de reconocimiento, geoquímica de rocas, suelos y sedimentos fluviales, e interpretación fotogeológica.

En las fechas de nuestras visitas la mina tiene actividad solamente en la zona Soledad y con un pequeño número de mineros (<10).

Una cuantificación de reservas realizada en 1984 calculó 500000 t con una ley del 3.5 g/t de Au para La Soledad y La Ensillada (Cooperación Técnica Franco Ecuatoriana, 1982).

Según Rosero (1998?) la estimación del técnico de la Cooperativa Minera 6 de Octubre (Ing. Jaime Rhon) es de 500000 onzas de oro en 5.26 Mt de roca con una ley media de 3.4 g/t de Au. Una reevaluación del Ing. Daniel Philco (1998) determinó la existencia de 205000 onzas de oro en el cuerpo La Soledad.

El oro se encuentra en estado libre según los estudios metalúrgicos (Rhon-Dávila, 1996). Pero la Cooperación Técnica Franco Ecuatoriana (1982) informa que su tamaño varía entre unos pocos micrones y 2000 micrones, lo que puede dificultar su recuperación. En un estudio microscópico Gaibor (1993) describe oro libre y en la pirita.

6.4.7.3 Geología: Como los demás depósitos minerales descritos, La Tigrera está situada en el lado occidental de la Falla Bulubulu, en la Unidad Geotectónica Pallatanga. La geología está dominada por rocas del Grupo Saraguro en las que intruyen cuerpos ígneos de composiciones predominantes dioríticas y granodioríticas. Un amplio afloramiento (<10 km de longitud máxima) de granodiorita ocupa las zonas más bajas topográficamente y en relación con el mismo se encuentran La Playa y La Tigrera. En la zona de La Tigrera dentro de la granodiorita hay dos cuerpos de tonalitas que pueden estar unidos bajo los materiales del Grupo Saraguro y ser una misma intrusión. El yacimiento La Tigrera está situado en las tonalitas y en el contacto con las volcanitas. Algunas chimeneas del grupo están situadas en los contactos entre la granodiorita y las volcanitas, se trata de Los Brujos, Túneles y La Ensillada. El nivel erosivo del sector está próximo al techo del cuerpo intrusivo, ocasionando que las rocas ígneas afloren en los valles y collados, mientras que las volcanitas ocupan los cerros. Esta disposición hace que los contactos dibujados en el mapa no sean en general laterales, sino de techo y por tanto las chimeneas de brechas se han formado en la parte superior del batolito granodiorítico que ocupa toda la región aflorando puntualmente.

6.4.7.4 Estructura: Algunos contactos de las rocas intrusivas son laterales o por falla. Es el caso del contacto nororiental, que es muy rectilíneo indicando una disposición vertical del mismo (Fig. 6.8). La dirección de este contacto (N120-130°E) es coincidente con uno de los sistemas de lineamientos observados en las fotografías aéreas e imágenes RADARSAT, lo que refuerza la hipótesis de que el contacto sea una falla. En este contacto está situada la chimenea de brechas sin turmalina El Brujo.

En la zona de La Tigrera-La Playa existe una intensa red de lineamientos N130°E, que hemos visto que son los que controlan la situación de las chimeneas de brechas. Esta alta densidad del sistema de fracturación puede explicar la abundancia de chimeneas de brechas en el sector además de explicar la formación del profundo collado entre los valles de los ríos San Jacinto y Las Juntas (Fig. 6.2).

6.4.7.5 Mineralización: El yacimiento en explotación La Soledad no es un cuerpo de brechas. Se trata de un "stockwork" mineralizado (Gaibor, 1993) desarrollado en la tonalita La Soledad. En algunos puntos de los túneles existentes en la explotación a cielo abierto se pueden observar pequeños cuerpos de brechas con turmalina en sectores de cruce de varias fracturas. Las perforaciones realizadas por Climax buscaron la continuación de la mineralización en profundidad con resultados negativos. Se revisaron los núcleos de dos perforaciones y en ellos la densidad del veteado del "stockwork" disminuye con la profundidad, al igual que la intensidad de la alteración. La Soledad está situada a una cota sensiblemente más baja que las otras chimeneas de brechas del grupo, 1600 m frente a 1650 a 2100 m de las otras chimeneas. Por tanto, es posible que el "stockwork" en explotación se trate de la raíz de una chimenea de brechas denudada. Este tipo de "stockworks" bajo las chimeneas de brechas han sido hallados en otros sistemas mineralizados como Cumobabi, en México (Scherkenbach et al., 1985).

Las vetillas del "stockwork" mineralizado no presentan direcciones dominantes en general; aunque en algunos sectores si existen direcciones predominantes. El sector minado está intensamente meteorizado lo que ocasiona que los bloques entre vetillas y fracturas presenten formas sub-redondeadas con escamas concéntricas.

Las vetillas están constituidas por cuarzo, turmalina, actinolita, pirita I y pirita II, especularita, magnetita, limonita y oro. Ha sido citado bismuto en las vetillas (Rosero, 1998?) y pirrotina en los informes de Climax.

En las vetillas localmente se abren bolsonadas de brechas menores que 0.5 m de dimensión máxima. La brecha es de matriz-portada con fragmentos angulosos menores que 5 cm de tonalita y está cementada por cuarzo, turmalina y sulfuros.

Otros sectores mineralizados del grupo La Tigrera si son cuerpos de brechas. Sus geometrías no son bien conocidas ya que no han sido explorados intensamente ni explotados. En general sólo se han realizado pequeños túneles de exploración que en varios casos ya se han hundido. Estos túneles nunca han pasado la zona de meteorización por lo que son muy inseguros. En Los Huecos se pudieron observar brechas en la primera visita, pero en la segunda el túnel ya estaba colapsado. Se trata de una brecha de cantos angulosos con tamaños menores que 30 cm. Su litología dominante es un pórfido riolítico, pero también se encuentran clastos de granodiorita. La matriz está intensamente oxidada y la roca caolinizada. En El Brujo la brecha está situada junto al contacto por falla de las volcanitas, aunque desarrollada dentro de las rocas ígneas. Su diámetro puede estimarse como inferior a 50 m, aunque ligeramente alargada en N60°E. Los clastos son de tamaños <50 cm, redondeados los grandes y angulosos los pequeños que forman la matriz. Están constituidos por una roca porfídica de cuarzo argilizada. La matriz es rojiza por efecto de los óxidos de Fe, pero sin turmalina. En la que hemos llamado Los Túneles se observó brecha en uno de los tres túneles visitados. La brecha está desarrollada en roca ígnea difícil de clasificar por su intensa caolinización. Los bloques varían entre 1 m y 1 cm, sus formas son de angulosas a sub-redondeadas y presentan abundante turmalina en la matriz. Nunca presentan drusas de cuarzo turmalina.

6.4.7.6 Alteración: La tonalita presenta una amplia zona propilítica que se ha observado también en las perforaciones. Las hornblendas y biotitas están cloritizadas (clorita Fe + Int) y con magnetita y epidota. En las vetillas se ha observado actinolita (Gaibor, 1993). En las zonas menos meteorizadas del "stockwork" se ha identificado alteración fílica con sericita, fengita, paragonita y flogopita.

La alteración más dominante en las labores mineras de La Soledad es una caolinización intensa, ya que se está explotando la zona de alteración supergénica. En las rocas del Grupo Saraguro existe silicificación (Rosero, 1998?).

Otras chimeneas del grupo han sido observadas en niveles superficiales, con la meteorización intensa enmascarando las otras alteraciones. A pesar de ello se ha identificado propilitización en varias de ellas y sus alrededores.

No se puede ofrecer un mapa que muestre las zonas de alteración. La información obtenida de las compañías que han trabajado en la zona no muestra las relaciones espaciales de las alteraciones. No obstante, puede vislumbrarse una amplia zona de alteración propilítica dentro de la cual se desarrollan zonas fílicas en las zonas mineralizadas. La caolinización superficial tiene espesores comprobados de 50 m.

6.4.7.7 Discusión y conclusiones: El único cuerpo mineral en explotación, La Soledad, ha sido considerado como una chimenea de brechas (Rhon-Dávila, 1996; Rosero, 1998?). Sin embargo, otros trabajos más antiguos lo catalogan como una mineralización en “stockwork” dentro del intrusivo ígneo (Gaibor, 1993). Como puede desprenderse de la descripción realizada más arriba, se trata de un “stockwork” con pequeños cuerpos de brechas muy locales. Su situación en el relieve, es la zona mineralizada más baja conocida en todo el grupo, permite proponer que se trata de la zona de raíz de una chimenea de brechas ya erosionada. Las 4 perforaciones realizadas para comprobar la extensión en profundidad del cuerpo demostraron que la densidad del “stockwork” disminuye con la profundidad y no existen nuevas brechas debajo de la zona en explotación. La falta de datos precisos de estos sondeos (situación, inclinación, etc.) impide precisar más la evolución en vertical de la mineralización.

La alteración propilítica extensa y la más reducida fílica podrían estar indicando la existencia de una mineralización tipo pórfido bajo, o cerca, del grupo de chimeneas de brechas. Este extremo debería de ser comprobado mediante campañas de perforaciones.

Todo el grupo La Tigrera podría explicarse como una agrupación de chimeneas de brechas con diferentes características y litologías en los clastos según la geología en la que se han desarrollado. En relación espacial con ellas y, presumiblemente bajo las mismas, se desarrollan “stockworks” con mineralizaciones similares que permitirían la concentración de fluidos y el aumento de presión necesarios para la formación del cuerpo de brecha. Todo el sistema estaría en relación con intrusiones porfídicas de alto nivel localizadas en zonas estructuralmente favorables. En el caso de la Tigrera, como en el resto del cinturón Tres Chorreras-La Playa, la zona favorable está formada por estructuras N130°E que ocupan una posición extensional del sistema de fallas Bulubulu (Fig. 5.1) de dirección NNE. Más localmente las chimeneas están concentradas en los bordes de los cuerpos intrusivos ígneos, algunos de los cuales podrían estar controlados por fracturas N130°E, como es el caso de El Brujo (Fig. 6.8).

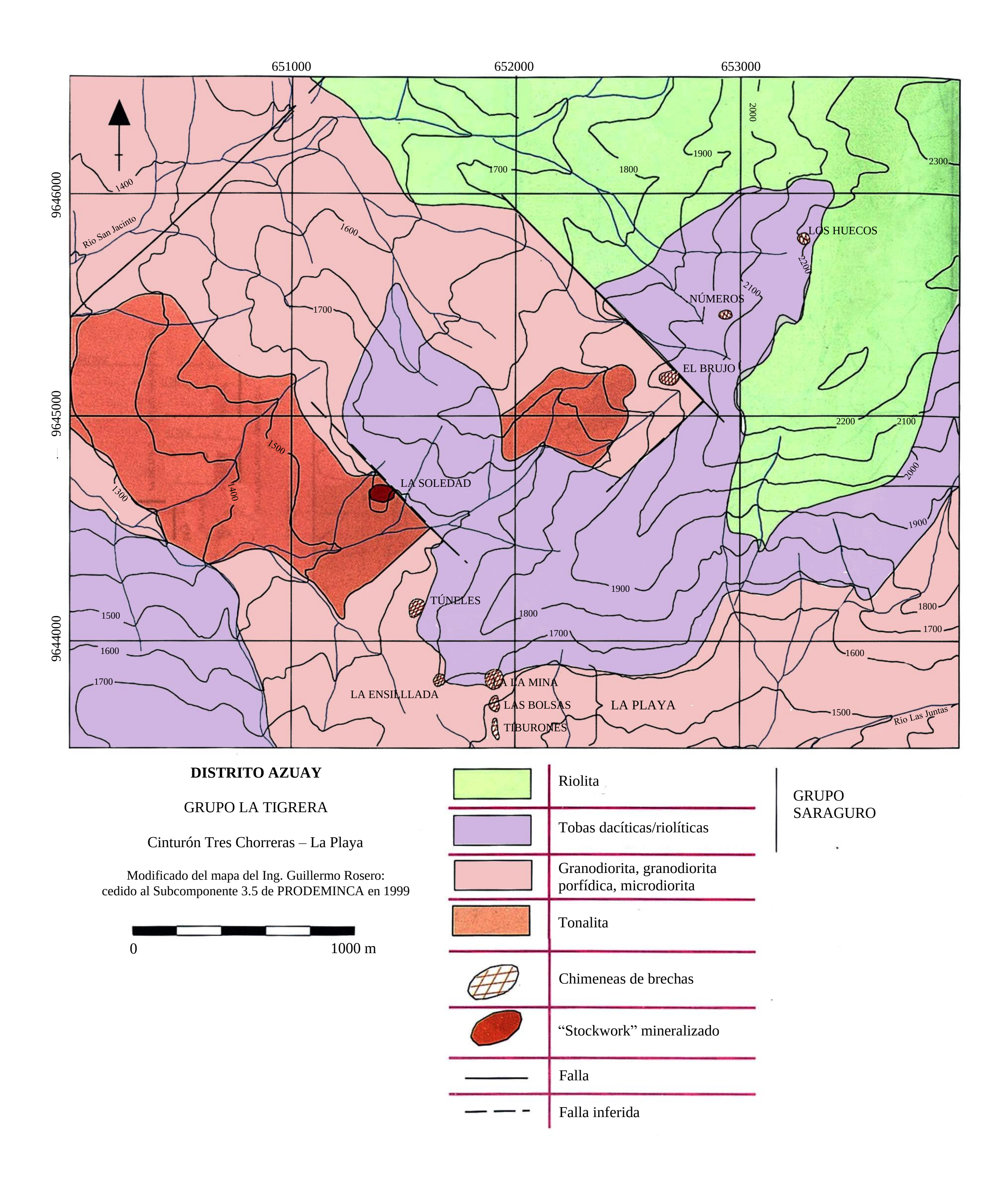


Figura 6.8 Mapa geológico de La Tigrera. Modificado de Rosero (1999)

Esta interpretación de lineamientos estructurales realizada a partir de imágenes RADARSAT y fotografías aéreas, difiere del estudio de fotointerpretación realizado por Echeverría (1998). En su interpretación identifica dos grupos de cinco lineamientos (inverso, normal, dos transcurrentes derechos, transcurrente izquierdo), uno de ellos tendría compresión E-W, mientras que el otro la tendría rotada a N60°E. El autor relaciona este giro con la nueva situación geotectónica producida al dividirse la placa Farallón en las placas actuales de Cocos y Nazca que sucedió entre el Oligoceno y el Mioceno (Pilger, 1983). En el estudio de Echeverría (1998) también se realizó un mapa de densidades de intersección de lineamientos, que dio como resultado dos zonas de máximo de dirección N135°E. Esta dirección es coincidente con la posición extensional del sistema regional Bulubulu antes descrita. Esta dirección también enlaza el grupo La Tigrera con el grupo La Playa y podría explicarse como una gran banda de intensa fracturación extensional que favoreció la intrusión de los cuerpos ígneos hasta niveles altos de la corteza con la consiguiente formación en sus etapas finales de “stockworks” y chimeneas de brechas mineralizados. Dado que los cuerpos intrusivos están alojados en materiales del Grupo Saraguro, todos los procesos mineralizantes se habrán producido con posterioridad al Mioceno Inferior con la disposición actual de esfuerzos, es decir con Nazca subduciendo bajo Sudamérica y no habría que invocar ambientes geotectónicos diferentes como propone Echeverría (1998).

Por lo tanto, La Tigrera puede considerarse como una agrupación de cuerpos de brechas, aunque el único sector en explotación en la actualidad, La Soledad, no es una chimenea de brechas sino un “stockwork” relacionado posiblemente con una chimenea que ya fue erosionada.

6.5 Conclusiones generales

De todas las minas y prospectos estudiados se pueden obtener varias conclusiones comunes a todos ellos. Estas características comunes forman el Tipo Tres Chorreras que representa las mineralizaciones de brechas epi-mesotermales con turmalina del Cinturón Tres Chorreras-La Playa.

(i) Todas las minas/prospectos estudiados son de tamaño pequeño y principalmente trabajados por la minería informal. Se han realizado pocas exploraciones sistemáticas de estas mineralizaciones. Las publicaciones técnicas/científicas relacionadas con ellas son escasas.

(ii) Desde el punto de vista geotectónico todas las mineralizaciones están situadas en una zona de límite entre dominios. El límite es el sistema de fallas Bulubulu, que separa los dominios de Pallatanga (corteza oceánica) de Chaucha (corteza continental).

(iii) Existe un control estructural regional relacionado con el sistema de fallas Bulubulu. Esta importante sutura regional desarrolla un abanico extensional en su extremo Sur, cuando finaliza en la Falla del Jubones (E-W). Todas las chimeneas de brechas estudiadas están dentro del abanico extensional y enlazadas por un lineamiento N60°E que sería una de las ramas del abanico. Las mineralizaciones están en sectores con lineamientos N130°E que ocupan una posición extensional del sistema dextral Bulubulu. Estas estructuras extensionales se desarrollan preferentemente en la parte cóncava del abanico, por lo tanto, dentro de la unidad geotectónica Pallatanga.

(iv) A escala local existen otros controles estructurales que influyen en la geometría de las chimeneas y cuerpos de brechas. En general repiten las direcciones del sistema regional, N30°E, N60°E y N130°E, aunque también existen otros sistemas de fracturación particulares de cada cuerpo. Existen sistemas de diaclasas con buzamientos suaves que controlan la forma de los cuerpos de brechas y limitan los megaclastos que se forman en ellas.

(v) Geológicamente todos ellos están en relación con cuerpos ígneos que intruyen en materiales del Grupo Saraguro (Eoceno-Mioceno Inferior). Ninguno de los plutones del sector ha sido datado pero algunos cuerpos intrusivos ígneos próximos tienen edades de 18-20 Ma (Shagli y San Sebastián). El Grupo Saraguro se superpone a los materiales de la Unidad Pallatanga (Cretácico) en el dominio de este nombre, que es donde se sitúan las mineralizaciones.

(vi) Los cuerpos ígneos relacionados son de composición granodiorítica, a veces porfídica, que posiblemente formen un batolito bajo la región. En relación con ellos existen cuerpos menores de microdioritas y cuarzodioritas.

(vii) Sólo se conoce una estructura de diatrema. Está situada en los prospectos Tres Chorreras y Guabisay. La diatrema sería el último proceso relacionado con la actividad intrusiva-extrusiva que dio lugar a la mineralización.

(viii) Los cuerpos de brechas tienen formas tubulares subverticales principalmente, pero inclinados en ocasiones. Se forman preferentemente en los contactos de los cuerpos intrusivos ígneos (brechas caparazón).

(ix) La alteración presenta variaciones en las diferentes estructuras de brechas. En general se presenta una propilitización (clorita principalmente) extensa y poco intensa que afecta a las rocas de caja. Localmente se ha observado silicificación dentro y fuera de los cuerpos de brechas, aunque en general afecta sólo a unos centímetros en los bordes de los clastos de las brechas. La sericitización es poco intensa pero general dentro de las chimeneas. También existe argilización (illita, flogopita). La alteración meteórica progresa fundamentalmente a favor de las fracturas de borde de las chimeneas con oxidación de los sulfuros y caolinización de las rocas ígneas. En algunas chimeneas de brechas (Sucus-2 y Llashipal) se ha observado potasificación (feldespato K) en las vetillas y espacios entre los clastos.

(x) La mineralización está constituida por cuarzo y turmalina como gangas principales, aunque en ocasiones aparece cuarzo amatista y apatito. Los minerales de mena principales son pirita, calcopirita, molibdenita, especularita, magnetita y oro. El oro aparece libre en escamas o filamentos y en los sulfuros. Otros minerales menos frecuentes son bornita, covelina, malaquita, witherita, cerusita, galena, esfalerita, arsenopirita, pirrotina (La Tigrera), goetita, ankerita y scheelita (Grupo La Playa).

(xi) La mineralización se presenta de varias formas relacionadas, cementando la brecha, en vetillas epi-mesotermales tardi-brecha, en vetillas epitermales post-brecha y como enriquecimientos de zonas de falla. La probable mineralización tipo pórfido relacionada con estas mineralizaciones no ha sido hallada en ninguno de los prospectos/minas.

(xii) No han podido establecerse zonas minerales dentro de las chimeneas, ni tampoco variaciones en la abundancia relativa de elementos clave (Au, Cu, Mo). Esta afirmación podría cambiar cuando se disponga de más datos de las chimeneas, especialmente provenientes de perforaciones.

(xiii) Existen pocos estudios geofísicos en el cinturón, pero la magnetometría refleja las chimeneas a causa de la magnetita.

(xiv) La dispersión geoquímica ha sido poco estudiada. En Tres Chorreras-Guabisay parece que refleja principalmente la mineralización de las vetillas epitermales. Las labores mineras ocasionan una dispersión que dificulta el reconocimiento de las anomalías naturales.

Con la mirada puesta en la exploración minera hay que destacar el control estructural a escala regional y local para determinar áreas favorables. Los estudios magnéticos pueden ser de utilidad para localizar chimeneas con magnetita. Los sistemas mineralizantes deben de contemplarse como un todo, aumentando el interés de la exploración por cualquier tipo de mineralización relacionada: brechas, vetas, “stockworks” y tipo pórfido. La posible existencia de mineralizaciones tipo pórfido relacionadas, aumenta especialmente el interés de estos depósitos que hasta ahora son de pequeño volumen.

7

CINTURÓN COLLAY-SHINCATA: MINA PEGGY

7.1 Introducción

Mina Peggy (coordenadas UTM 476.0-577.5) está situada a unos 35 kilómetros al Sureste de Cuenca, en la provincia del Azuay. Está dentro de la hoja Sigsig (ÑI-VA1) del mapa topográfico nacional de escala 1:50000. Su acceso desde Cuenca puede realizarse por El Descanso-Gualaceo-Sigsig, o más directamente por San Bartolomé. Las principales labores mineras están situadas a unos 5 kilómetros al Sur-Sureste de la localidad de Sigsig, siguiendo aguas arriba el Río Santa Bárbara por su margen derecha por una carretera sin pavimentar que conduce a las ruinas de la explotación minera.

La orografía del sector es abrupta con altitudes entre los 2500 y 3500 m. En algunos sectores las pendientes son muy empinadas y la red fluvial está muy encajada. El clima es suave todo el año y la vegetación, aunque abundante, permite realizar buenas observaciones geológicas.

Mina Peggy no está encuadrada en ninguno de los distritos mineros estudiados en el Subcomponente 3.5 de PRODEMINCA. Su estudio tampoco estaba previsto, pero se decidió efectuar una breve revisión de esta antigua mina con el fin de estudiar, al menos, un ejemplo de chimeneas de brechas con turmalina en la Cordillera Real. Así mismo, su situación en el mapa de la Cordillera Real, realizado por la Misión Británica, permitía suponer su relación con una gran estructura de falla regional de dirección andina. Esta coincidencia con grandes estructuras había sido establecida en los ejemplos estudiados en la Cordillera Occidental. Este posible control estructural de la mineralización fue el acicate para incluir esta mina en el proyecto.

El área que comprende la mina ha sido incluida como una ventana dentro del mapa regional del Distrito de Zamora. No se ha mantenido una continuidad con el distrito, en la topografía y la geología, para indicar que esta mina no pertenece a dicho distrito, sino que espacialmente está próxima al mismo. Un estudio más completo permitiría crear un distrito minero en el sector de Peggy, ya que existen abundantes mineralizaciones de diversos tipos (San Bartolomé, Cuchil), pero este es un objetivo ajeno a nuestro proyecto.

7.2 Historia minera

Las mineralizaciones existentes en esta área posiblemente eran conocidas desde la época colonial española. Los placeres auríferos del Río Santa Bárbara son explotados en la actualidad y existen referencias de que fueron trabajados en la época colonial (siglo XVI) según la Investigación Histórica de la Minería del Ecuador (INEMIN, 1986).

El interés por la zona ha atraído a diferentes equipos técnicos: Yantis (1943), Harrington (1957), Putzer & Schneider (1958) (estudio microscópico de la Misión Alemana), Misión Franco-Ecuatoriana (1959) y Misión Japonesa (1960).

En los años 70 y principios de los 80 Minera Austral S. A. realizó estudios en la zona y explotó un pequeño cuerpo mineralizado. Los trabajos tendientes a la ampliación de las reservas fueron infructuosos y a finales de los años 80 Armeno Resources Inc. realizó trabajos de reconocimiento y exploración. Durante los años 90 Ag Armeno Mines & Minerals Inc. continuó con los trabajos exploratorios. En esta campaña se efectuó una cartografía geológica, estudios geoquímicos (rocas, arroyos y suelos), geofísicos (polarización inducida) y sondeos (11 perforaciones con un total de 1988.55 m). En la actualidad no se están realizando ningún tipo de trabajos mineros en la zona, exceptuando la pequeña minería informal que trabaja los aluviales del Río Santa Bárbara.

No se conocen valores de producciones, leyes o reservas, pero el cuerpo trabajado es de pequeño volumen. Las leyes ofrecidas en el informe final de las investigaciones de la Misión Belga (INEMIN-AGCD-ABOS, 1988) están basadas en 48 muestras y ofrecen los siguientes valores: 7.36% Cu, 170 ppm Ag y 0.6 ppm Au.

7.3 Contexto geológico

Según la división provisional de terrenos del Ecuador propuesta por Litherland et al. (1990) y Aspden & Litherland (1992), Peggy está situada en el Terreno de Loja, que forma parte de la Cordillera Real del Ecuador. Este terreno tiene características continentales, y está formado por sedimentos clásticos marinos de margen continental. Las edades son paleozoicas para los metasedimentos y triásicas para la mayoría de los granitoides. Mina Peggy se encuentra en los ortogneises (miloníticos) formados por la deformación del granito de Tres Lagunas, un granitoide tipo S que ha sido intensamente afectado por la deformación de la Banda de Cizalla de Baños. Esta estructura de deformación de primer orden constituye un rasgo estructural fundamental de la Cordillera Real. En el sector de Peggy, la amplia zona de deformación afecta a las rocas metasedimentarias y metavolcánicas de la Unidad Alao-Paute, situada al Oeste de la mina, al Granito de Tres Lagunas, donde se encuentra la mina, y a los metasedimentos de la Unidad Chigüinda, al Este de la mina. Presenta varios kilómetros de anchura, aunque la deformación no es continua sino en varias bandas anastomosantes de anchuras diferentes. Los criterios cinemáticos observados, principalmente en los ortogneises, indican un movimiento dextral-normal, aunque localmente se han observado criterios sinistrales en el sector del Sur de la mina.

El granito de Tres Lagunas, junto con cuarzos incoloros, presenta cuarzos azules característicos, esta coloración es debida posiblemente a la textura interna de los cristales por efecto de la deformación. Por su composición es de origen cortical y presenta varios grupos de composiciones diferenciadas que evidencian su falta de homogeneidad. En general son monzogranitos ricos en cuarzo y caen en el campo de los granitos de arco volcánico (Litherland et al., 1994). Las dataciones radiométricas de estos granitos han aportado diferentes edades, pero la edad ofrecida en Litherland et al. (1994) de 227.6 ± 3.2 Ma (Triásico) mediante análisis de Pb en circones parece la más fiable hasta el momento.

Las rocas de la Unidad Alao-Paute afloran al Oeste de la mina, también intensamente deformadas, en general son esquistos verdes (metavolcanitas y metasedimentos). Estos materiales pertenecen al Terreno de Alao, de afinidad oceánica.

El mapa de la Cordillera Real (CODIGEM-BGS, 1994) presenta un pequeño cuerpo porfídico en las inmediaciones de la mina. Este cuerpo no ha sido identificado en nuestros estudios, lo que se ha encontrado son varios “stocks” y diques de composición riolítica indeformados, por tanto, posteriores a la deformación de Banda de Cizalla de Baños; la edad terciaria propuesta para este pequeño apuntamiento porfídico ha sido confirmada por la datación radiométrica realizada en nuestro proyecto de uno de los diques observados (ver más abajo).

7.4 Geología de Mina Peggy

7.4.1 Litologías y edades

El sector está dominado por dos grandes grupos litológicos, las rocas fuertemente esquistosadas por la deformación de la Cizalla de Baños y las rocas posteriores, básicamente indeformadas (Fig. 7.1).

En el primer grupo hay grandes diferencias litológicas que de Oeste a Este podemos describir como:

(i) Esquistos cloríticos con abundantes cintas y boudines de cuarzo blanco. Pueden adscribirse a la Unidad Alao-Paute de edad jurásica y en general son metavolcanitas y metasedimentos en facies metamórfica de esquistos verdes.

(ii) Al Este y separados por una importante falla de dirección NNE aparece una banda de aproximadamente un kilómetro de anchura de esquistos cuarzo sericíticos con pequeños cuerpos ígneos subparalelos a la foliación tectónica principal y que presentan intensa deformación milonítica.

Su edad no es conocida por el momento, pero la intensa deformación nos permite saber que son pre-frente de Baños. Más al Este y con un tránsito gradual afloran unos ortogneises de grano grueso, con cristales de cuarzo azul y texturas augen de los feldespatos alcalinos de color gris humo. Presentan cintas de cuarzo, foliación milonítica, texturas S-C del Tipo I y ojos boudinados de feldespatos, estas texturas miloníticas presentan asimetrías que permiten deducir el sentido cinemático de la estructura de deformación. Los criterios son confusos y, aunque predominan los que indican un sentido dextral de movimiento, también se han encontrado algunos que indican sentido sinistral. Este tipo de contradicción en los criterios de sentido no siempre indica dos sentidos de movimiento; los sistemas de bandas de cizalla presentan complejidades causadas por la diferente intensidad de la deformación (cantidad de movimiento relativo) en diferentes sub-bandas adyacentes que pueden ocasionar localmente criterios contrarios al general del sistema. También son frecuentes, dentro de las grandes bandas de cizalla, la existencia de sistemas de bandas de cizalla de orden menor que, en ocasiones, tienen un sentido de movimiento antitético a la estructura regional. Dentro de esta unidad se encuentran cuerpos de granito de Tres Lagunas sin deformar, así como rebanadas de rocas verdes de grano fino y muy esquistosas que podrían indicar la existencia de una mélange tectónica. Estas bandas de rocas verdes (composición andesítica) han sido identificadas también en varias de las perforaciones.

El segundo grupo de litologías está constituido por rocas volcánicas, lavas y piroclastos, de composiciones dacíticas y andesíticas. Se disponen en las partes altas del sector, especialmente al Norte y al Oeste, de modo discordante sobre las litologías antes citadas. Su edad es Terciario reciente. En el grupo de rocas no deformadas también hay que citar pequeños aluviales y coluviales cuaternarios.

Además de estos cuerpos de roca mayores, hay que describir otro grupo de cuerpos rocosos de pequeño tamaño, pero de gran importancia para la mineralización existente. Los principales entre ellos son las brechas mineralizadas que aparecen en varios cuerpos pequeños. Uno de estos cuerpos forma la Mina Peggy y al ser demasiado pequeño no ha sido representado en la cartografía, aunque se encuentra en la labor 6, situada en la Fig. 7.1. El cuerpo situado más al Norte (UTM 471.00-588.25) presenta una morfología de dique en la cartografía tomada de Allen (1994), pero según el informe final de INEMIN-AGCD-ABOS (1988) se trata de un cuerpo de brechas subcircular de unos 250 m de diámetro con varios diques de brechas asociados. Estas brechas son posteriores a la deformación del Frente de Baños, ya que los clastos están milonitizados y la brecha no está deformada.

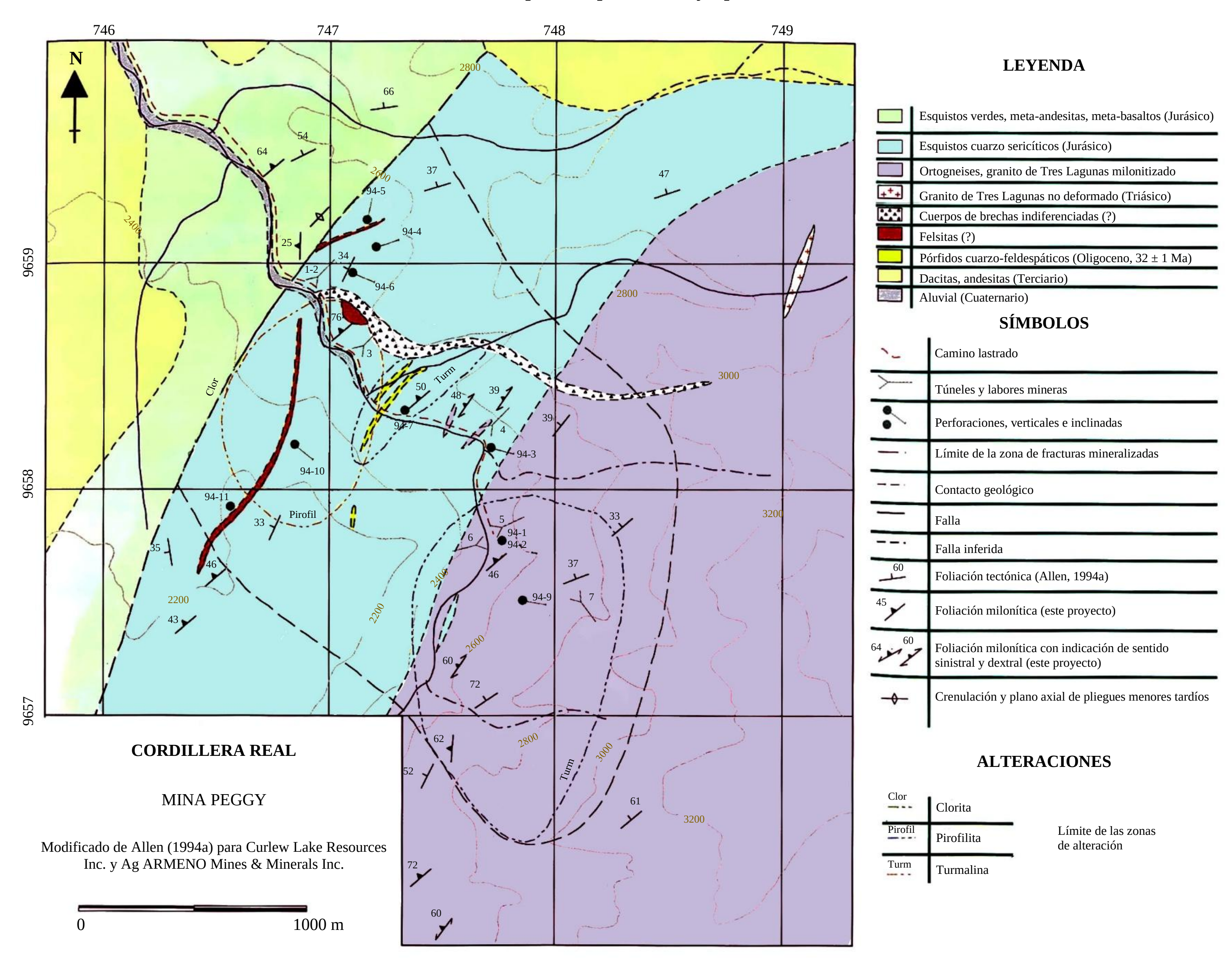


Figura 7.1 Mapa geológico del sector de Mina Peggy. Se han representado los diferentes halos de alteración. Modificado de Allen (1994a)

También se han identificado diques de varios cientos de metros de longitud y pocos metros de espesor de rocas que han sido denominadas felsitas en Allen (1994a). Otros cuerpos intrusivos menores, en forma de diques y pequeños apuntamientos ("stocks") han sido observados junto a la desembocadura de la Qda. Reote en el Río Santa Bárbara. Las muestras tomadas para estudio microscópico han revelado que se trata de unas riolitas con intensa alteración sericítica y turmalinización en forma de rosetas. Estos cuerpos cortan a la foliación tectónica del Frente de Baños y están sin deformar. La edad obtenida en una de las muestras tomadas en este estudio (PE-20) mediante el método K-Ar es de 32 ± 1 Ma (Oligoceno medio).

7.4.2 Estructura

La estructura dominante en Peggy es de dirección andina (NNE) siendo la dirección de las fallas y de las foliaciones tectónicas. La foliación tectónica observada en las diferentes litologías es NNE con buzamiento al Oeste oscilando entre 33 y 72 (media 49). Subparalela a esta dirección se ha observado una falla de primer orden, con decenas de metros de harinas de falla asociadas y que en sus proximidades genera pliegues en la foliación tectónica descrita. Estos pliegues tienen el plano axial subvertical y paralelo a la falla y su tamaño es métrico. Esta falla separa los metasedimentos y metavolcanitas de la Unidad Alao-Paute de los Esquistos Sericíticos y los Ortogneises. Por tanto, separa dos de los terrenos provisionales del Ecuador, el de Alao y el de Loja. Limita por el Oeste con la zona de fracturación y a las diferentes zonas de alteración presentes en el sector.

La foliación tectónica observada es muy intensa, contiene abundantes boudines y cintas de cuarzo y en algunos puntos se pueden observar pequeños diques intrusivos ácidos subparalelos a la foliación y que presentan intensa deformación en estado sólido, hasta el punto de poder considerarlos milonitas. En algunos de ellos se ha identificado pliegues intrafoliares característicos de este tipo de deformación en estado dúctil o dúctil-frágil. Esto nos lleva a considerar que se trata de una foliación milonítica ocasionada por bandas del Sistema de Cizalla de Baños. La milonitización es mucho más evidente en los ortogneises según se explicó más arriba, posiblemente el mayor tamaño de grano ocasiona estructuras de deformación más fácilmente identificables. La lineación milonítica asociada a esta foliación es difícil de identificar, pero se han podido discernir lineamientos que indican un sentido de movimiento normal-dextral de estas bandas de deformación.

Las estructuras circulares detectadas mediante sensores remotos y que han sido interpretadas como calderas volcánicas (Allen, 1993) no afectan a la geología preexistente, ni tienen diques radiales o anulares, o cualquier otro tipo de cuerpos litológicos normalmente asociados a las calderas volcánicas. Esto nos hace dudar de la interpretación propuesta, siendo necesarios estudios de detalle complementarios que ofrezcan nuevos datos geológicos que aclaren este tema.

7.4.3 Mineralización

7.4.3.1 Tipologías: En el sector reconocido existen varios tipos de mineralizaciones. El principal de ellos, por pertenecer a él la única explotación minera existente, aunque ahora inactiva, son las chimeneas de brechas mesotermales con turmalina. La Mina Peggy, aunque ha sido denominada veta Peggy, explotó una de estas estructuras y en el sector se han localizado al menos dos más, una de ellas situada al Norte (UTM 471.00-588.25) posiblemente fue trabajada mediante labores subterráneas (actualmente inaccesibles).

Otro tipo de mineralización es un “stockwork” de vetas epitermales de cuarzo con abundante limonita que ocupa una extensión de 3.5 por 2 kilómetros. La densidad de las vetas varía entre 1 y 10 por metro, pero en general se trata de un “stockwork” pobremente desarrollado. Según el informe de Allen (1993) en el fondo del río se han observado estas vetas sin oxidar y presentan pirita, arsenopirita y calcopirita junto con el cuarzo. En algunas de las vetillas el cuarzo forma drusas.

Un tercer tipo de depósito mineral presente en la zona son los placeres auríferos. La actividad en estos depósitos es constante, aunque a pequeña escala. Su situación, principalmente aguas arriba de Mina Peggy, hace pensar que su primario no está relacionado con la mineralización objeto de nuestro estudio.

7.4.3.2 Geometría: La principal labor minera (denominada Veta Peggy) explotó un cuerpo de brechas situado en la margen izquierda del Río Santa Bárbara (labor 6 en el mapa 7.1). Los túneles son inaccesibles en la actualidad, pero las observaciones del exterior permiten establecer la geometría parcial de la mineralización (Fig. 7.2). El cuerpo de brechas tiene una forma irregular controlada groseramente por la foliación tectónica del Granito de Tres Lagunas, que le ocasiona una geometría ligeramente tabular. Junto al cauce del Río Santa Bárbara puede observarse la base del cuerpo de brechas y un “stockwork” de alimentación del sistema formado por vetas menores de 5 cm de espesor. Las vetillas están constituidas por cuarzo, turmalina, pirita, calcopirita y arsenopirita. La representación de estas vetillas en un diagrama estereográfico (insertado en la Fig. 7.2) no permite identificar direcciones preferentes y únicamente se puede afirmar que existe un predominio de las vetillas subverticales. En algunas de estas vetillas, en las zonas donde se bifurcan o cruzan, se han observado pequeños cuerpos de brechas similares a las del cuerpo principal. Estas vetillas son las que han favorecido la entrada de los fluidos mineralizantes, como prueba que en sus proximidades la foliación milonítica del Granito de Tres Lagunas presenta intensa turmalinización.

La afirmación realizada de que se está observando la base del cuerpo de brechas con su sistema de vetas alimentadoras, está confirmada por los resultados de dos de las perforaciones realizadas (94-1 y 94-2), que intentaron sin éxito encontrar la prolongación en profundidad del cuerpo mineralizado. La mineralización encontrada fue solamente un sistema de vetillas similar al que se ve bajo las brechas en el margen del Río Santa Bárbara.

Las dimensiones del cuerpo de brechas son de unos 20×20 metros en el corte del río, ignorándose su profundidad hacia el Este al no haberse podido acceder a los túneles. Toda la chimenea de brechas está desarrollada en el ortogneis de grano grueso. La foliación milonítica de esta roca permite apreciar claramente como los clastos han rotado dentro del cuerpo de brecha. Su forma oscila entre angulosos y subredondeados y su tamaño entre pocos milímetros y 40 cm. Algunos clastos de tamaños pequeños están formados íntegramente por cuarzo milonitizado proveniente de los abundantes boudines y cintas existentes en la roca de caja. La base de las brechas no se aprecia en su totalidad, pero en niveles más bajos solamente se observa el “stockwork”. El techo es en gran parte concordante con la foliación milonítica regional (25/50°W) indicando que los planos anteriores a la formación de la brecha controlaron en alguna medida su desarrollo espacial.

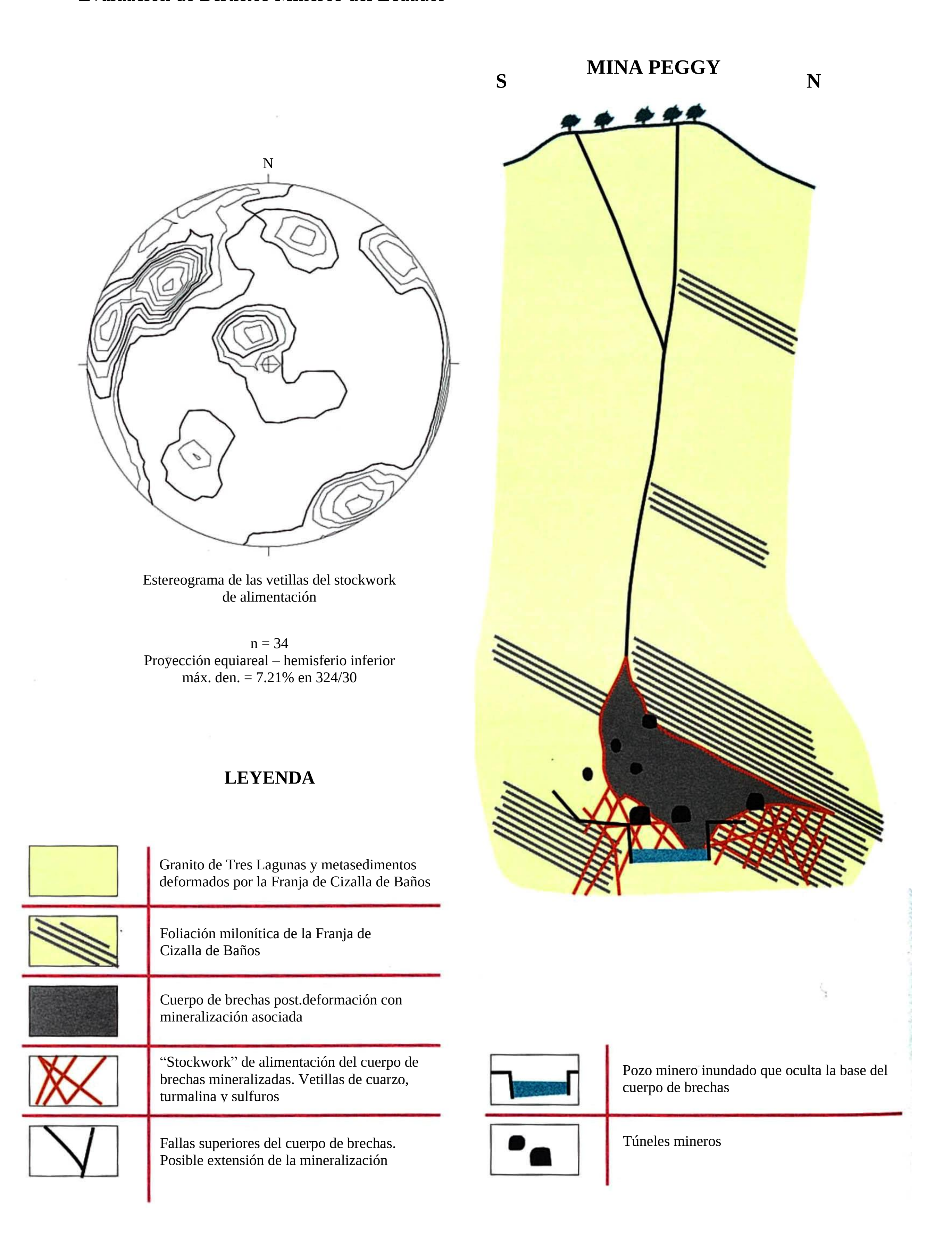


Figura 7.2 Sección esquemática de Mina Peggy con la representación estereográfica de las vetillas del "stockwork" infrayacente

Además de este "stockwork" localizado bajo el cuerpo de brechas mineralizadas, existe otro más amplio y con menor intensidad de fracturas y vetas. Los sectores con mayor intensidad de veteado tienen túneles de exploración, sin que se haya encontrado evidencia de explotación en ellos. Estas vetas están formadas, principalmente, por limonita terrosa y, localmente, se ha encontrado en ellas fragmentos de turmalina + pirita + malaquita con fuerte argilización asociada. Sus espesores llegan a los 30 cm y presentan criterios claros de ser fallas mineralizadas: foliación grosera subparalela a la veta y pliegues de arrastre en la foliación milonítica de la roca encajante. La orientación de estas vetas-falla (Fig. 7.3), tomada de Allen, (1993) muestra dos grupos, uno subvertical de dirección NW-SE y otras 3 pequeñas poblaciones agrupadas con una dirección ENE-WSW y buzamiento suave al NW.

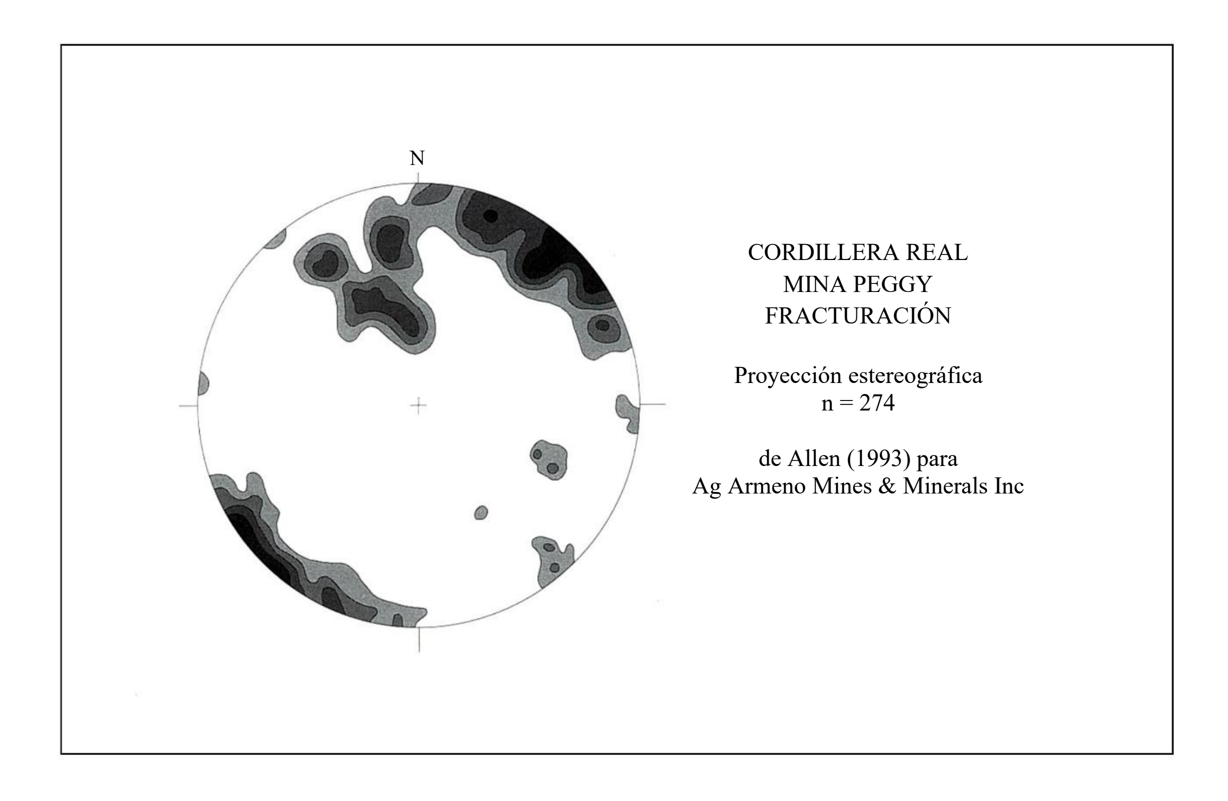


Figura 7.3 Proyección estereográfica de las vetillas y fracturas del sector de Mina Peggy. Tomado de Allen (1993)

7.4.3.3 Mineralización: El mineral más abundante que cementa la brecha es la turmalina y, como ya hemos indicado con anterioridad, también aparece en las vetillas del "stockwork" inferior, en los planos de foliación milonítica del ortogneis y remplazando a las plagioclasas en el ortogneis y en los pequeños cuerpos y diques de riolitas intruidos más al Norte. También cementan la brecha cuarzo y carbonatos junto con minerales metálicos: calcopirita, pirrotina, arsenopirita y cantidades menores de pirita, marcasita, estannita, esfalerita, casiterita, bismuto nativo y bismutinita.

La calcopirita contiene emulsiones de esfalerita en forma de estrella, que ya habían sido descritas (De Coster, 1986) y que fueron confirmadas en nuestro estudio en luz reflejada de la muestra PE-12. Estas emulsiones indicarían un depósito de alta temperatura. La brecha situada más al Norte (UTM 471.00-588.25), que no pudo ser visitada en este estudio, presenta según De Coster (1986) pirita, arsenopirita, esfalerita, galena y marcasita, como menores calcopirita, pirrotina, estannita y tetraedrita; también se citan las inclusiones estrelladas de esfalerita en calcopirita. La ganga es cuarzo.

En los concentrados de batea de la Qda. Reote se identificó scheelita y casiterita y Allen (1994a) informa de posible scheelita en vetillas de cuarzo + pirita ± otros sulfuros.

En las perforaciones realizadas se cita la presencia de melnikovita en las vetillas, pero esto no ha podido ser comprobado ya que no se ha tenido acceso a los núcleos de las mismas. También debe de considerarse la posibilidad de que sea pirrotina.

De Coster (1986) efectuó un estudio de isótopos de Pb que indicaría la existencia de dos fuentes distintas para los fluidos mineralizantes. Una habría sido de alta temperatura y habría aportado la mineralización de estaño y parte de los sulfuros; genéticamente estaría relacionada con el granito tipo S de Tres Lagunas. La otra fase mineralizante aportaría la mayor parte de los sulfuros y las sulfosales y se relacionaría genéticamente con las intrusiones de pequeños cuerpos y diques riolíticos. Litherland (1988) propone una posible faja estannífera a lo largo de toda la Cordillera Real, relacionada con los granitos del tipo S, esta posibilidad apoyaría la existencia de una fase mineralizante anterior de alta temperatura.

Hay que advertir que esta propuesta de dos fases de mineralización necesita ser comprobada. Nuestras observaciones, parciales a causa de la inaccesibilidad de varios túneles, han identificado una mineralización que cementa una brecha post-deformación de la Banda de Cizalla de Baños (de posible edad cretácica, al menos deforma rocas jurásicas). La posibilidad de que esta mineralización sea cenozoica es alta, ya que podría estar relacionada con los intrusivos riolíticos ricos en turmalina que nos han dado edades radiométricas del Oligoceno medio. La presencia de minerales de estaño no ha sido comprobada en nuestros estudios, pero aparece citada en varios informes (De Coster, 1986; Allen, 1993 y 1994a) y su relación con los granitos tipo S (Litherland, 1988 y INEMIN-AGCD-ABOS, 1988) haría que la entrada de este elemento tuviera una edad triásica, como el Granito de Tres Lagunas. En nuestra muestra (PE-12), tomada en la brecha mineralizada, hemos observado estrellas de esfalerita dentro de la calcopirita, por tanto, la mineralización de alta temperatura sería más reciente y no estaría relacionada con Tres Lagunas.

Las vetas-falla están constituidas casi exclusivamente por limonita, aunque como ya hemos indicado se encuentran clastos de rocas mineralizadas como la brecha. Esto indicaría una edad de formación de estas vetas-falla posterior a la formación de las chimeneas de brechas, o una reactivación tardía de vetas relacionadas con la mineralización principal.

7.4.3.4 Alteración: La principal alteración es la diseminación de turmalina que forma dos halos principales, uno alrededor de Mina Peggy y el otro envolviendo los diques y "stocks" riolíticos de la Qda. Reote. Dentro de estos cuerpos riolíticos se ha descrito una alteración de cuarzo-sericita-turmalina (Clarke, 1989) que ha sido confirmada en este proyecto.

Otro halo de pirofilita ha sido cartografiado (Allen, 1994a) en el sector más Norte de las labores mineras (Fig. 7.4). La cloritización del sector Noroeste corresponde litológicamente con la Unidad Alao-Paute, y se trata de un metamorfismo regional, sin que se haya observado cloritización relacionada con las mineralizaciones estudiadas. La sericita presente en la banda de esquistos sericíticos estaría relacionada con la mineralización, siendo un halo muy extenso.

En relación con la brecha mineralizada se ha observado silicificación poco extensa, que no puede ser reflejada en el mapa por motivos de escala.

7.4.3.5 Geoquímica y geofísica: A principios de los años 90 Ag Armeno Mines & Minerals Inc. realizó un estudio de geoquímica de suelos y sedimentos fluviales de 605 muestras, más otras 225 de rocas (32 elementos + Au fueron analizados). El examen del mapa resumen de la geoquímica ofrece un patrón complejo de las anomalías, con valores anómalos de Cu, Pb, Zn y elementos trazadores del Au (As, Sb, Bi) distribuidos por todo el "stockwork" amplio (ver Fig. 7.4). No obstante, se identificaron dos anomalías principales, una situada en el Norte de la zona fue chequeada por las perforaciones 94-4, 5 y 6, mientras que la otra situada al Sur de la Qda. Reote fue chequeada con las perforaciones 94-3 y 7. El primer grupo de perforaciones cortó diques delgados de brechas de grano fino y de felsitas, junto con vetillas y fracturas con pirita y esfalerita y cantidades menores de galena, calcopirita, melnikovita (posible pirrotina) y cuarzo. El segundo grupo de perforaciones (94-3 y 7) también cortó diques delgados de brechas, andesitas y pórfidos de cuarzo. Igualmente intersecó un sistema de vetillas de cuarzo y juntas con pirita, melnikovita (pirrotina?) y cantidades menores de calcopirita y arsenopirita. Esta mineralización lleva asociada silicificación y argilización. La perforación 94-7 es la que ha presentado mejores y más continuos valores analíticos: 1.29 ppm de Au, 337 ppm de Mo, 350 ppm de W y 1990 ppm de Cu.

La situación de la anomalía Norte, junto a la gran falla que separa la banda de rocas sericíticas de las rocas en esquistos verdes de la Unidad Alao-Paute, hace pensar en una posible relación con la amplia banda de rocas trituradas. Esta fractura parece que ha tenido movimientos actuales, o casi actuales, dada la clara expresión topográfica que presenta y podría haber servido para removilizar las mineralizaciones existentes en este sector. Las perforaciones 94-4, 5 y 6 cortaron pizarras grafitosas negras en sus tramos superiores que podrían pertenecer a la zona de fractura, ya que este es el material que se ha observado en superficie.

Otras dos perforaciones chequearon otra anomalía menor de Cu y As en suelos situada en la parte al Sur de la mina. La perforación 94-8 tuvo que ser abandonada por problemas y la 94-9 se ubicó en el mismo emplazamiento cortando el ortogneis de grano grueso con los porfidoblastos de feldespato argilizados y con grupos de cristales de turmalina distribuidos irregularmente, algunas vetillas y diseminaciones de pirita y melnikovita (pirrotina?) con o sin calcopirita, arsenopirita y cuarzo. Esta perforación ofreció valores de 0.11% de Cu en 66 m de "stockwork".

Otras dos perforaciones fueron situadas en la margen izquierda del Río Santa Bárbara para comprobar unas anomalías de roca y suelos. Se encontró una mineralización débil de pirita, melnikovita (pirrotina?) y calcopirita, arsenopirita y galena menores. La alteración es una argilización variable o pirofilitización.

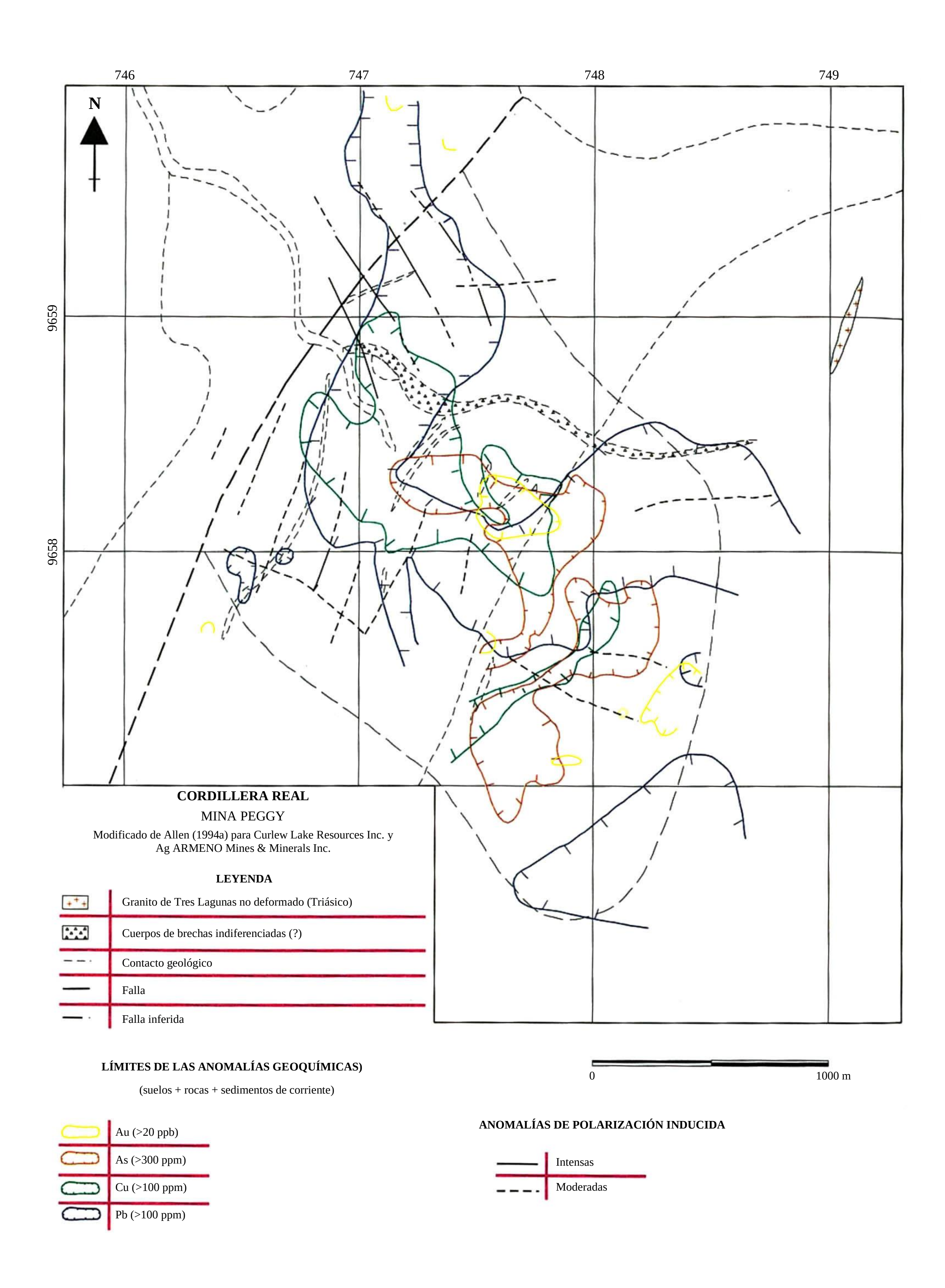


Figura 7.4 Mapa de anomalías geoquímicas del sector de Mina Peggy.
Tomado de Allen (1994a)

CODIGEM realizó para Ag Armeno Mines & Minerals Inc. un estudio de polarización inducida en 16 líneas con un total de 19 km. El resultado fue una alta cargabilidad en toda el área (>20%) y una zona de anomalía muy alta (>50%) en el sector Norte. Las perforaciones realizadas en este sector al año siguiente (94-4, 5 y 6) no encontraron explicación para esta anomalía, coincidente con una zona alta en Cu en el estudio geoquímico de suelos.

7.5 Discusión y conclusiones

En Peggy se han definido varios tipos de mineralización, siendo el principal las chimeneas de brechas mesotermales con turmalina, de las que se conocen 3 cuerpos; uno de ellos es el conocido como "Veta Peggy" y ha sido explotado, otro más ha sido supuestamente trabajado, ya que algunos túneles lo han alcanzado y se encuentran restos de brechas en sus escombreras, aunque en la actualidad estos trabajos mineros son inaccesibles. Un tercer cuerpo ha sido cartografiado por Allen (1993, 1994a) a menos de 1 km al Este de "Veta Peggy", pero no tiene labores mineras, ni hay ninguna información de que presente mineralización en superficie. Además de estos cuerpos principales se conoce la existencia de diques de brechas, aunque generalmente de pequeña potencia, que han sido cortados por las perforaciones.

El único cuerpo de brechas que ha sido estudiado es "Veta Peggy". Bajo esta chimenea se encuentra un sistema de vetillas alimentadoras que presentan la misma mineralización y alteración que el cuerpo de brechas, por lo que se supone son parte del mismo evento mineralizante. Estas vetillas al igual que las brechas están sin deformar por la Cizalla de Baños.

La edad de esta mineralización es por tanto posterior a la Cizalla de Baños y se puede especular con la posibilidad de que esté relacionada con la intrusión de varios cuerpos pequeños riolíticos del Oligoceno medio (32 ± 1 Ma). Existen datos que soportan la idea de dos eventos mineralizantes, uno de alta temperatura y otro de temperatura más baja (Isótopos de Pb y presencia de minerales de Sn-W junto con inclusiones estrelladas de esfalerita en la calcopirita). En las observaciones realizadas durante este estudio no se han podido diferenciar estos dos episodios. En la muestra estudiada al microscopio (PE-12) se han visto estas estrellas de esfalerita que algunos informes relacionan con las mineralizaciones de Sn de alta temperatura y con las intrusiones de los granitoides del tipo S (Tres Lagunas); pero nuestra muestra ha sido tomada en el cemento de la brecha mineralizada, es decir en la mineralización post-deformación de la Banda de Cizalla de Baños, y según hemos visto posiblemente del Oligoceno medio. La presencia de minerales de Sn y W citada por varios autores no parece extraña al haberse desarrollado la estructura mineralizada en un granito tipo S (Tres Lagunas), puede suponerse que son removilizaciones del Sn y W existente en el batolito y de un origen previo a la formación de las brechas.

Con los datos actuales sólo se puede hablar de un episodio mineralizante de chimeneas de brechas, aunque se pueda hacer referencia a mineralizaciones de Sn-W anteriores y relacionadas con el Granito de Tres Lagunas.

La mineralización en vetas-falla del "stockwork" amplio y débilmente desarrollado es otro episodio mineralizante posterior. En las vetas-falla se han observado fragmentos de brechas mineralizadas, aunque pudiera tratarse de rejuegos en fracturas anteriores, posiblemente tardíos del mismo episodio que las brechas.

La coincidencia espacial de chimeneas de brechas mesotermales con turmalina, con un amplio "stockwork" con algunos valores interesantes de elemento como Au, Cu, Mo y W y con pequeñas intrusiones y diques de un pórfido riolítico intensamente alterado, permiten suponer un gran sistema que comprende todas estas manifestaciones. El actual nivel erosivo permitiría ver mineralizaciones típicas de los niveles superiores de un sistema de pórfido de Cu-Mo ± Au. Esta idea ha sido la base de las últimas investigaciones mineras realizadas en el sector, sin que hasta ahora se haya encontrado una mineralización tipo pórfido.

Esta posibilidad hace que el interés de la zona sea alto, tanto por la posible existencia de una mineralización tipo pórfido, como por la probable existencia de otras chimeneas de brechas mineralizadas o de sectores del "stockwork" amplio con valores económicos.

En cuanto a la posible relación de esta mineralización con una estructura de falla de primer orden, que fue el ánimo de nuestro estudio, hay que indicar que efectivamente se encuentra dentro de la Banda de Cizalla de Baños y que esta estructura ha sido reactivada en condiciones más frágiles con posterioridad a su formación, como prueba la gran falla encontrada al W de la zona. Estas reactivaciones hacen posible que sea esta estructura la que controle geográficamente el emplazamiento de los cuerpos intrusivos ígneos de alto nivel cortical causantes de este tipo de mineralizaciones. Este control estructural abre posibilidades a la exploración de este tipo de depósitos. Nuevos descubrimientos podrían explicar la gran abundancia de oro aluvial en todo este sector de la Cordillera Real, en sus dos vertientes.

El estudio de las imágenes de RADARSAT ha posibilitado identificar lineamientos que permiten apoyar esta relación genética con zonas de cruce de estructuras de diferentes rumbos. Se ha podido identificar la gran falla NNE y un bajo control de la red fluvial por fracturas al WNW. Un lineamiento de esta última dirección pasa por el sector de "Veta Peggy".

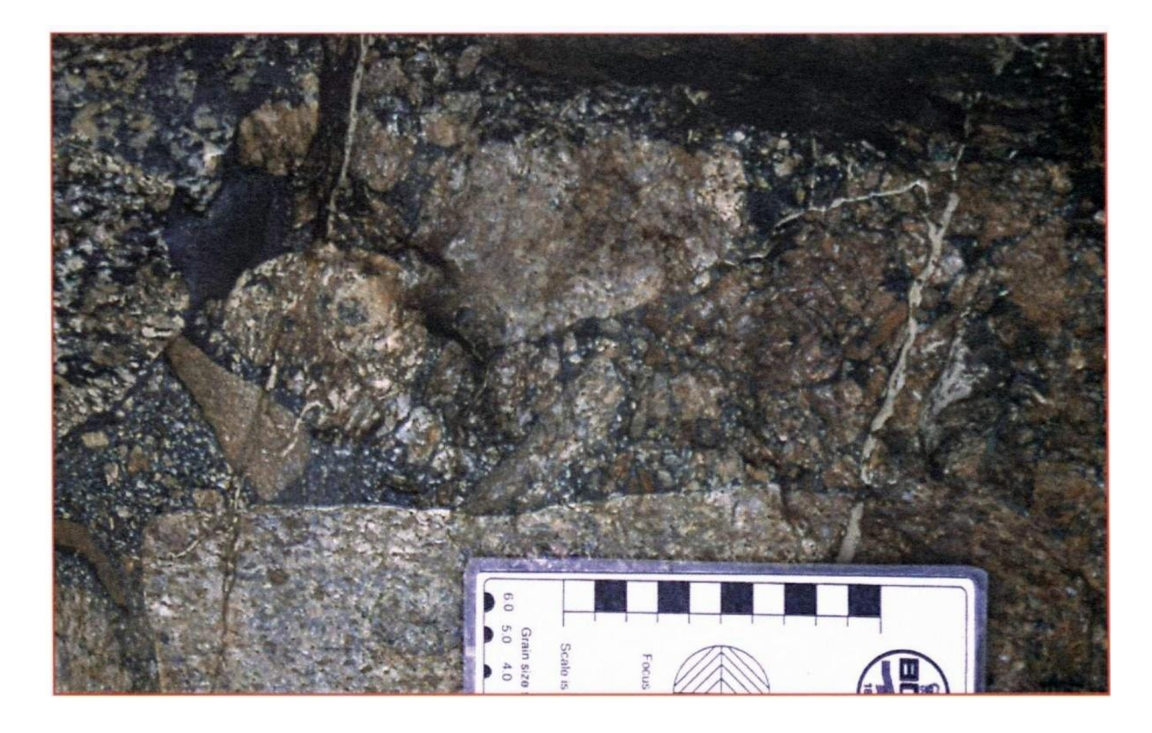


Foto 7.1 Brecha de Mina Peggy. Los clastos son angulosos y formados por el Granito de Tres Lagunas milonitizado. La foliación milonítica presenta diferentes orientaciones en los diferentes clastos indicando rotación durante la brechificación. La brecha está cementada casi totalmente por turmalina (negra). Dos vetillas de cuarzo blanco paralelas cortan la brecha. Escala en centímetros.

8

MODELOS Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN

8.1 Estructura y características del Terreno

8.1.1 Introducción

En los términos más simples el magmatismo y las mineralizaciones hidrotermales asociadas en los ambientes corticales epi-mesozonales tienden a situarse en áreas de bajo esfuerzo y más específicamente dentro de las estructuras dilatantes. El flujo de los fluidos hidrotermales es hacia arriba y hacia las zonas de bajo esfuerzo medio, y está intensamente controlado por la permeabilidad. Cualquier análisis del ambiente estructural con el objetivo de establecer blancos prospectivos minerales debe enfocarse hacia la identificación de sitios extensionales.

8.1.2 Estructuras regionales y a escala de distrito

La configuración tectónica regional y la historia de la acreción de los terrenos alóctonos que forman las Cordilleras Occidental y Real han sido perfilados por Aspden y Litherland (1992), Litherland & Aspden (1992), Egüez & Aspden (1993), Litherland et al. (1993, 1994). Las suturas de borde de terrenos están marcadas por fallas y zonas de cizalla regionales de rumbo andino localmente anastomosantes. Estas fallas han actuado como conductos y constituyen un control fundamental en el magmatismo del Cenozoico superior.

Los sistemas interandinos de fallas Baños-Girón-Peltetec y Bulubulu-Pallatanga-Pujilí son límites de terrenos de edad Cretácica que delimitan el prisma de acreción Palenque-Peltetec (Terreno Chaucha) pero también definen los límites estructurales del graben inter-andino significando que ha existido una reactivación significativa cenozoica de los límites de los terrenos (Litherland & Aspden, 1992). Desde la colisión cretácica inferior de Peltetec, la evolución geotectónica ha estado dominada por la transpresión dextral con acreción de plataformas oceánicas alóctonas y fragmentos de arcos de islas y la formación de cuencas de apertura producidas dextralmente.

Las estructuras dilatantes de segundo orden, con rumbo regional NNE y movimiento en dirección, pueden ser predichas a partir de las configuraciones del elipsoide de deformación como alineadas al NE-SW o al ENE-WSW. El grupo al NE podrían ser fallas sintéticas Riedel R1 y el grupo ENE podrían ser fallas extensionales normales. La geometría general incluye dispositivos *en echelon* escalonados hacia la izquierda, dúplexes extensionales y abanicos imbricados terminales. Dentro del Valle Interandino, al Norte de 2°S, la importancia de las fallas extensionales ENE es evidente por el alineamiento de los volcanes plio-cuaternarios.

El sistema de fallas Bulubulu-Pallatanga-Pujilí de la Cordillera Occidental está dividido en dos segmentos estructurales más o menos a lo largo de la discontinuidad de rumbo NE de Pallatanga-Chanchán. A escala regional esto coincide con la curvatura hacia el Oeste en arco de las fallas Pallatanga y Chimbo en el Golfo de Guayaquil. En el lado Oeste esto marca el límite Sur del terreno de arco de islas Macuchi, mientras que en el Terreno Chaucha coincide con el límite Norte de la exposición de las volcanitas del Grupo Saraguro y las ventanas de basamento metamórfico. Al Norte de la discontinuidad el sistema de fallas tiene rumbo al Norte, pero con numerosos abanicos NE a NNE con enlaces en dúplex extensional. El sistema de fallas se propaga en una serie de escalones N-S a NE-SW con dúplexes desarrollados a varias escalas asociados con los segmentos de rumbo Norte. El Sistema de Fallas Bulubulu al Sur de la discontinuidad Pallatanga-Chanchán muestra un patrón similar con las inflexiones principales en los sitios óptimos para el desarrollo de los abanicos de fallas extensionales de segundo orden de rumbo NE.

El Distrito Imbaoeste, ubicado al Norte de la línea Ecuatorial, está situado en un segmento al NE del cinturón Andino. Las fallas de acomodación sintéticas R1 de rumbo ENE que ligan los sistemas de fallas Pilaló-Sigchos-Toachi y Pujilí, como la Falla del Río Intag, pueden ser intensamente dilatantes con un régimen de esfuerzos remotos E-W predominante. Dentro del prospecto Junín, las hojas de pórfido moderadamente inclinadas y las fallas paralelas (ej. Falla Quebrada Controversia) tienen dirección ENE con un movimiento oblicuo dextral-normal. Las fallas al NNE, como la Falla del Río Junín, parecen truncar y desplazar dextralmente el sistema R1 y ser cizallas sintéticas P1. Éstas comúnmente son posteriores a las fallas de cizalla Riedel.

Las fallas Pallatanga y Bulubulu, que se juntan en la Falla del Jubones, limitan el subdistrito Máchala-Naranjal del Terreno Pallatanga, se curvan al Oeste hasta el Golfo de Guayaquil. Un abanico imbricado terminal de fallas de segundo orden se desarrolla en el extremo Sur de la Falla Bulubulu. Esta cola de caballo duplica la geología general de las estructuras de primer orden. El sentido dextral hace que estas estructuras sean esencialmente dilatantes. En las imágenes estas estructuras son sólo observables en las volcanitas Saraguro, donde controlan la situación de las chimeneas de brechas mesotermales ricas en turmalina. No obstante, los mismos abanicos curvilineares deben de ocurrir en las volcanitas máficas de la Unidad Pallatanga. Las fallas de rumbo NE a NNE del sector de Bella Rica están intruidas frecuentemente por diques de pórfidos que prueban su comportamiento extensional. La Falla Los Ratones en Bella Rica (Fig. 7.2), que puede ser seguida al NW a través del campo minero Muyuyacu, es la única estructura reconocible de esta orientación con una apreciable longitud. A pesar de ello es posible que los abanicos de fallas SW a WSW dentro del campo mineral de Ponce Enríquez sean influyentes en la situación de los pórfidos y las mineralizaciones epi-mesotermales relacionadas. El complejo de brecha-pórfido de Gaby está a lo largo de una línea de afloramientos de granitoides que puede coincidir con la proyección de una estructura en abanico desde una inflexión prominente de la Falla Bulubulu. Los datos aeromagnéticos podrían resolver si hay una discontinuidad curvilínea en esta línea y desde el punto de vista de la prospección determinar si el patrón se repite más al Norte en el subdistrito, ej. el complejo intrusivo-extrusivo de San Gerardo.

El pórfido de Chaucha está en el lado Este del Sistema de Fallas Bulubulu y limitado por fallas de rumbo NE (Ñag y Santa Marta). La brechificación hidrotermal sucede a lo largo de fallas de todas las direcciones (NE-SW, N-S, NW-SE, WNW-ESE, ENE-WSW y E-W) y la mineralización aurífera se sitúa en estructuras de rumbo NNE-SSW. Así mientras que las fallas dilatantes NE son fundamentales en la situación, parece que su intersección con las fallas NW/WNW y N-S puede ser un importante factor determinativo.

Dentro del Cinturón Tres Chorreras-La Playa y el campo mineral Ponce Enríquez, las estructuras al NW constituyen el control local dominante tanto en términos de situación como de alineamiento de los cuerpos mineralizados. Esto es evidente por:

• El alineamiento de los grupos de chimeneas de brechas mesotermales y la elongación de los pequeños stocks con el abanico extensional de fallas en el Cinturón Tres Chorreras-La Playa.

• El rumbo dominante del sistema de vetas de Bella Rica y la extensión subsuperficial inferida de la intrusión porfídica.

• La alineación de las fallas y sistemas de vetas dentro de los sectores La Fortuna y Las Paralelas, en el campo minero de San Gerardo.

La brecha mesotermal de “Veta Peggy”, dentro de la Zona de Cizalla de Baños, también parece estar situada en la intersección con un lineamiento de fractura WNW.

Se han identificado dentro de los sectores Gaby-Bella Rica y San Gerardo del campo mineral Ponce Enríquez fallas inversas de rumbo NW-SE, cabalgamientos de bajo ángulo y estructuras de rampa asociadas. Como estructuras compresivas la dilatación inducida sólo ocurre en las inflexiones, las intersecciones con otras fallas o los contactos litológicos. No obstante, todas muestran evidencias de reactivación extensional (brechificación) y mineralización.

Los mejores ejemplos de mineralización aurífera alojada en vetas en cabalgamientos ocurren en el sector La Fortuna Sur y en las cotas altas del campo minero San Gerardo, donde claramente postdatan a las volcanitas dacíticas del Grupo Saraguro y por tanto se consideran de una edad Oligoceno superior o Mioceno Inferior. En el sector La Fortuna Sur el sistema de vetas subhorizontales cierra y/o está truncado contra el sistema de fallas subverticales de Río Chico, de rumbo WNW. La estructura mineralizada forma pliegues abiertos con ejes WNW-ESE. Los sistemas de vetas dilatantes subhorizontales de rotura-sellado están típicamente asociados con fallamiento inverso y están comúnmente acompañados de vetas tensionales planares que se desarrollan en segmentos curvados. El rebote y/o relajación post-compresivo asociado con los cambios en el campo de esfuerzos durante una fase extensional reactivaron estas estructuras causando brechificación y recementación. La mayoría del oro fue introducido durante este último evento.

La falla de Río Chico se inició durante una fase compresiva pre-25 Ma con emplazamiento de serpentinita. Los movimientos subsecuentes de la falla en respuesta a la compresión E-W han sido principalmente sinistrales. Cuerpos lenticulares relativamente competentes de cuarzodiorita-granodiorita dentro de la zona de falla/cizalla serpentinizada pueden haber causado gradientes de esfuerzo altos y localizar la dilatación dentro de la serpentinita y paralela a los contactos. Estas zonas de falla extensionales discretas no se producen en los contactos litológicos, sino que están situadas unos cuantos metros dentro de las serpentinitas. Éstas alojan a las vetas-brecha intensamente mineralizadas con asociaciones complejas polimetálicas-Ag, bastante diferentes de la mineralización en vetas de los demás lugares del campo minero San Gerardo.

8.2 Patrones de alteración y mineralización

8.2.1 Zonado de alteración hidrotermal

La alteración es ubicua dentro y alrededor de los depósitos minerales hidrotermales. El estilo y la variación espacial de esta alteración mineralógica están relacionados con las condiciones hidrotermales cambiantes que prevalecieron durante la formación del depósito. Su importancia para la minería metálica radica en que la alteración hidrotermal alrededor de los depósitos forma comúnmente halos que constituyen objetivos de exploración mucho más grandes que el depósito en si mismo. La mineralogía, y en algunos casos la composición química de la alteración, puede dar una indicación de la proximidad de la mineralización y, en un caso ideal, un vector hacia la mineralización. Su identificación e interpretación es, por lo tanto, una parte rutinaria de la exploración de los depósitos minerales hidrotermales y de los sistemas de pórfidos en particular.

Se han realizado varios acercamientos a la clasificación de las alteraciones hidrotermales y la terminología ha estado intensamente influenciada por el tipo de depósito y el ambiente de formación. Los esquemas de clasificación para los depósitos porfídicos se han derivado principalmente de los trabajos de Rose (1970), Lowell & Guilbert (1970), Gustafson & Hunt (1975) y Bean & Titley (1981) - ver también el Capítulo 3.1. Para los depósitos epitermales han sido desarrolladas sucesivas clasificaciones por Buchanan (1981), Heald et al. (1987), Henley (1991), Sillitoe (1993) y Arribas (1995) que han demostrado ser extremadamente útiles para la interpretación de la geometría de los sistemas minerales y han facilitado guías hacia la mineralización (ver Volumen 2). Otros acercamientos alternativos a la clasificación fueron resumidos por Rose & Burt (1979) con base en la identificación de los minerales de alteración, la asociación mineral o los cambios químicos más importantes sucedidos durante la alteración. El modo no genético más simple para determinar los estilos de alteración es mediante las observaciones petrográficas apoyadas, en algunos casos, por otras técnicas, como la difracción de rayos X, la microscopía electrónica de escaneo y los análisis espectrales de infrarrojos de onda corta.

La identificación directa de la mineralogía de la alteración necesita estar acompañada de la determinación de las relaciones interminerales antes de asignarla a una única asociación o interpretar sus relaciones con otros tipos de alteración.

La clasificación de la alteración mediante los cambios químicos requiere cierto conocimiento de las rocas parentales y de los procesos y reacciones involucrados en la alteración. Este acercamiento es particularmente útil cuando se observan los cambios progresivos en la mineralogía en una sola unidad de roca de caja alrededor de una veta, estructura o zona mineralizada. Bajo estas circunstancias, la mineralogía puede ser usada para documentar gráficamente las condiciones cambiantes en términos de componentes químicos o relaciones de actividad de estos componentes (Rose, 1970; Rose & Burt, 1979; Barton et al., 1991; Beane, 1994). También hay disponibles diferentes métodos para una mejor cuantificación y clasificación de los cambios químicos asociados con la alteración (Grant, 1986; MacLean & Krandiotis, 1987; MacLean & Barrett, 1993; Stanley & Madeisky, 1994). Estos métodos requieren un conocimiento detallado de la composición de la roca parental y/o la densidad y la identificación de los elementos inmóviles o HFS.

Guías (modificadas de Thompson & Thompson, 1996):

I. Determina qué minerales están presentes en la roca, sus características mineralógicas y texturales, y las evidencias de un origen hidrotermal secundario.

II. Determina la distribución de los minerales a escala meso- y microscópica. Hacerse las siguientes preguntas:

(i) ¿Los minerales están rellenando vetas o cavidades?

(ii) ¿Remplazan a minerales específicos primarios, a minerales secundarios o a clastos en la alteración selectiva?

(iii) ¿Remplazan a la roca total y contienen minerales en áreas restringidas, como envoltorios alrededor de vetas en la alteración penetrativa selectiva?

(iv) ¿Remplazan a la roca total a escala de afloramiento en la alteración penetrativa?

(v) ¿Aparecen en zonas específicas alrededor de vetas y fracturas, y si es así, ¿cuál es su relación con otras zonas?

III. Cuantificar la intensidad de la alteración o tipos de alteración en términos de hasta qué punto las rocas son remplazadas por minerales diagnósticos secundarios. En la práctica esto puede ser poco más que una estimación semi-cuantitativa. Una división en 5 grados de intensidad es generalmente adecuada:

(i) débil.

(ii) débil a moderada.

(iii) moderada.

(iv) moderada a fuerte.

(v) fuerte.

Donde:

(i) No visible a simple vista, pero visible con la lupa.

(ii) Visible a simple vista.

(iii) >25% de minerales de alteración.

(iv) 25-50% de minerales de alteración.

(v) >50% de minerales de alteración

IV. Definir las relaciones entre los minerales principales y los demás. En particular buscar evidencias de equilibrio textural o remplazamiento. Si hay evidencias coherentes de reemplazamiento entre minerales, esto debería ayudar a definir las relaciones paragenéticas relacionadas con, por ejemplo, los envoltorios de alteración rodeando vetas que se entrecruzan.

V. Habiendo definido las asociaciones de minerales hidrotermales y sus paragénesis, debe de perfilarse la distribución en el mapa, dentro de las limitaciones de la exposición disponible (afloramiento, excavaciones superficiales, perforaciones). En la práctica este trabajo es llevado a cabo normalmente durante la cartografía geológica. No obstante, es crítico que las interpretaciones sean refinadas varias veces, mediante observaciones más detalladas realizadas durante los trabajos anteriores. Para mantener una coherencia a lo largo de las observaciones se recomienda que se forme una colección de referencia en los primeros estadios de cualquier estudio.

Las observaciones petrográficas y de campo no definen siempre la mineralogía y las técnicas instrumentales pueden ser necesarias para aumentar estas observaciones, especialmente para las alteraciones de grano fino dominadas por arcillas y filosilicatos. Los análisis de difracción de rayos X han sido una técnica de laboratorio importante para estos minerales y es aún el método absoluto para soportar las identificaciones mediante otros métodos. A pesar de ello esta técnica, como cualquier otra basada en laboratorio (ej. SEM) presenta el inconveniente de que sólo puede ser realizada en un número limitado de muestras específicas. Los espectrómetros portátiles de infrarrojos de onda corta se han convertido rápidamente en una importante herramienta para la identificación rápida de los minerales de alteración de grano fino en el afloramiento, las muestras de mano o de núcleo de sondeo, permitiendo la realización de mapas de alteraciones más completos. El uso, limitaciones y ventajas del Analizador Mineral Portátil por Infrarrojos (PIMA) son discutidos con mayor detalle en el Volumen 1. Este instrumento ha sido ampliamente usado en esta evaluación para la caracterización de las asociaciones de alteración. No obstante, como cualquier otra técnica de determinación en bruto es importante destacar que los resultados tienen que ser comprobados en una serie de muestras representativas, siguiendo los pasos I a III antes descritos, previamente a cualquier interpretación final.

En un modelo generalizado de los sistemas porfídicos, las asociaciones de alteración forman zonas diferentes alrededor de la intrusión mineralizada. Típicamente forman caparazones con un núcleo de alteración potásica pasando hacia fuera a la roca inalterada a través de asociaciones fílicas ± argílicas y propilíticas. Un resumen de estas asociaciones, su ambiente de formación y los ejemplos de los pórfidos de Ecuador donde se han reconocido los diferentes tipos se ofrece en la Tabla 8.1 (adaptada de Thompson & Thompson, 1996). Se han subdividido no solamente los tipos de alteración estándar, sino también los minerales característicos que pueden cambiar con la composición de las diferentes rocas de caja. Muchos minerales tienen entradas múltiples como consecuencia de:

(i) Efecto total composicional.

(ii) Cambios en la composición de los fluidos según nos desplazamos hacia el exterior del sistema porfídico o de la estructura mineralizada.

(iii) Intercambios en los límites de estabilidad mineral-fluido.

(iv) Temperatura, presión, pH, fO_2 y otras variables.

Tabla 8.1 Resumen de las características de los tipos de alteración en sistemas porfídicos

Estilo de alteración	Minerales clave	Minerales asociados	Ambiente de formación	Clase de pórfido			Ejemplos
				Volcánico	Clásico	Plutónico	
Potásico (biotita) Silicato-K/biotítica	Biotita (flogopita) Feldespato K (ortoclasa) Magnetita	Cuarzo, anhidrita, albita-plagioclasa-sódica, actinolita, rutilo, apatito, sericita, clorita-Mg, epidota	Generalmente encontrado dentro del núcleo del pórfido, particularmente intrusiones más máficas (diorita, cuarzodiorita, cuarzomonzodiorita, tonalita, granodiorita) o rocas encajantes volcánicas/volcanoclastitas máficas a intermedias	Tipo calcoalcalino controlado estructuralmente Tipo alcalino localmente intenso pero sobreimpreso	Normalmente bien desarrollado A veces confundido con EDB de corneana isoquímica	Localizada o como vestigios por razón de sobreimpresión retrógrada	Chaucha Gaby Papa Grande Junín Balzapamba
Potásico Silicato-K	Feldespato K (ortoclasa o microclina)	Cuarzo, albita, moscovita, anhidrita, epidota	Encontrado dentro del núcleo de los sistemas porfídicos hospedados en intrusiones félsicas (granodiorita-cuarzomonzonita, granito)	Típicamente de núcleos pequeños de alta permeabilidad	Puede desarrollarse conjuntamente con alteración biotítica en rocas encajantes	Estructuralmente controlado como salbandas en las fracturas y vetas	
Sódico-Cálcico Sódico	Albita (plagioclasa Na) Actinolita	Clinopiroxeno (diópsido), cuarzo, magnetita, titanita (esfena), clorita, epidota, escapolita	Encontrado en las partes más profundas y en algunos casos periféricas de los sistemas porfídicos y forma el huésped de la mineralización en depósitos porfídicos asociados con intrusiones alcalinas	Estructuralmente controlado por los “stockworks” de vetillas y las brechas hidrotermales	Localmente una sobreimpresión tardía		Gaby Papa Grande Telimbela
Fílica Sericítica	Sericita (moscovita-illita)	Cuarzo, pirita, clorita, paragonita hematita, anhidrita	Comúnmente forma un halo periférico alrededor de los núcleos de depósitos porfídicos; puede sobreimprimir alteración potásica más temprana y podría ser el huésped de mineralización sustanciosa	Muy restringido en rocas intermedias asociado con vetas Mas común en rocas félsicas	Generalmente bien desarrollado en una zona anular	Restringido a los márgenes de fracturas en etapas tempranas; más pervasiva en etapas tardías	Chaucha Junín Balzapamba
Fílica-Argílica Argílica intermedia Sericita-clorita-arcilla	Sericita (illita-esmectita) Clorita intermedia Caolinita (dickita)	Montmorillonita, calcita, epidota, pirita, fengita	Generalmente forma una sobreimpresión extensa o controlada-estructuralmente encima de otros tipos de alteración (potásica) Las texturas precursoras están comúnmente preservadas	Desarrollado localmente en zonas permeables de los tipos calcoalcalinos	Importancia variable: localmente preservada Presente en diatremas postminerales	Controlada estructuralmente en las partes altas del sistema Preservada en los sectores elevados	Fierro Urcu Chaucha Junín Telimbela
Argílica avanzada	Pirofilita, Cuarzo	Sericita, andalucita, diásporo, corindón, alunita, topacio, turmalina, pirita, dumortierita, hematita, caolinita (dickita)	Alteración intensa, usualmente en las partes superiores de los sistemas porfídicos, pero también se forma alrededor de vetas ricas en pirita las cuales cortan otros tipos de alteración	Transicional a un nivel alto con los sistemas epitermales de alta sulfuración			Fierro Urcu
Propilítica	Clorita, Epidota, Albita Calcita	Actinolita, sericita, arcilla, pirita	Comúnmente forma la zona de alteración más exterior a niveles profundos a intermedios dentro sistemas porfídicos. Puede ser zonada desde rica en actinolita hasta rica en epidota hacia fuera	Extensa en los tipos calcoalcalinos Sobreimpresión parcial en tipos alcalinos	Generalmente extensa; localmente con silicificación	Extenso, pero no muy obvio	Chaucha Junín Balzapamba

La naturaleza compleja y dinámica de los sistemas de pórfidos es tal que la secuencia completa de alteración citada en los modelos clásicos (ej. Lowell & Guilbert, 1970) está rara vez completamente desarrollada o conservada. A pesar de la influencia de la composición del protolito y las condiciones P-T, la permeabilidad cambiante durante el proceso de mineralización puede tener un profundo efecto en la zonación lateral y vertical. Los cambios en el tiempo pueden ocasionar estadios sobreimpuestos o que se cortan de alteración penetrativa y/o estructuralmente confinada, que puede sobreimprimirse parcial o totalmente a asociaciones más antiguas. La secuencia de alteración común a la mayoría de los pórfidos estudiados es potásica (interna) y propilítica (externa), seguidas de fílica y finalmente argílica. Una cantidad limitada de alteración fílica puede desarrollarse también, durante los estadios tempranos ortomagmáticos, en la zona de interacción entre los fluidos magmáticos y meteóricos. El resultado común de la sobreimpresión es la creación de asociaciones transicionales: potásica-fílica, fílica-propilítica y fílica-argílica. La alteración argílica de alto nivel está, en el mejor de los casos, localmente conservada en los pórfidos estudiados y, en muchos casos donde está presente, la mayor parte puede atribuirse a lixiviación supergénica.

Esta evaluación ha demostrado que la cartografía de alteraciones puede mejorarse significativamente mediante el uso del instrumento PIMA en:

(i) *Se pueden definir subzonas:* Ej. subzona de la paragonita en la zona de alteración fílica de Junín.

(ii) *Se pueden distinguir los efectos de alteración hidrotermal y supergénica*: Ej. illitas de alta y baja temperatura. Presencia de gibbsita como útil indicador de lixiviación ácida supergénica intensa.

(iii) *Se desenmascaran las asociaciones sobreimpresas:* Ej. la clorita Mg como un indicador de la asociación de alteración de biotita retrogradada (flogopita).

Muchos de estos rasgos sutiles están relacionados con las leyes minerales y su reconocimiento puede ayudar a la evaluación general de un prospecto de pórfido.

8.2.2 Mineralización hipogénica y zonado

8.2.2.1 Depósitos porfídicos: La mineralización y zonado de la mineralización metálica hipogénica en los depósitos de Cu ± Mo ± Au difiere no sólo entre depósitos individuales, sino también entre clases de depósitos.

Los depósitos tipo clásico (hipoabisales) del SW de Estados Unidos se caracterizan por caparazones anulares de mineral o domos-sombrero con zonación lateral pronunciada. Un patrón típico podría ser el siguiente: un núcleo de mineralización débil, o estéril, centrado sobre una intrusión con calcopirita y molibdenita menores y bornita rara, la pirita es generalmente >2%. Los caparazones de mineral que lo rodean presentan enriquecimiento primero de molibdenita, después de calcopirita; la abundancia de la pirita aumenta hacia fuera en los caparazones de mena. Un halo periférico con 10-15% de pirita y sólo pequeñas cantidades de calcopirita y molibdenita encierra los caparazones mineralizados. Las vetas de metales base con valores de oro y plata se encuentran normalmente en zonas de fractura radiales periféricas al halo pirítico (McMillan & Panteleyev, 1988).

Existe una intensa relación espacial y temporal con el zonado de alteración. El molibdeno fue introducido temprano en la paragénesis durante los estadios ortomagmáticos 1 y 2, y está situado principalmente en la transición potásico-fílica. El cobre fue introducido también durante los estadios ortomagmáticos, pero sufrió removilización y enriquecimientos extensivos mediante lixiviación hipogénica durante el principal estadio convectivo (Estadio 3), y por tanto está situado principalmente dentro de la zona fílica. Con el descenso de la temperatura y el cambio a un metasomatismo de ion hidrógeno hay un incremento de la actividad del ion azufre ayudado por la disolución de sulfuros formados tempranamente y anhidrita durante el estadio convectivo 3. La mayor parte de este azufre se fija como pirita tardía y anhidrita en los estadios 3 y 4 (vetas D), en la periferia del sistema, en la zona propilítica o en la transición fílica-propilítica.

Los depósitos de tipo plutónico tienen también buen desarrollo de zonado mineral metálico, con la relación Cu/Fe disminuyendo hacia afuera y con gradación generalmente desde bornita en el núcleo, pasando por calcopirita a un halo rico en pirita. Algunos de estos depósitos tienen núcleos ricos en cuarzo de baja ley. La distribución de la molibdenita es irregular, principalmente porque aparece tarde en la paragénesis, en asociación con fases minerales intrusivas tardías.

Los depósitos porfídicos de tipo volcánico presentan, habitualmente, una zonación metalífera pobremente definida, ya que la mineralización está íntimamente asociada con las chimeneas de brechas y zonas de intensa alteración estructuralmente controlada. Como consecuencia, las diferentes células de circulación de fluidos desarrolladas localmente, que operan dentro del sistema, compiten y se interfieren mutuamente. El resultado son varias zonas de mena piritizada situadas centralmente conteniendo calcopirita, bornita y magnetita, flanqueadas por zonas piríticas estériles. Los cuerpos minerales son lensoidales e irregulares y, localmente, pueden mostrar algún control preferencial estratiforme.

Como las relaciones temporales y espaciales de los minerales metalíferos están inextricablemente ligadas, la paragénesis puede dar alguna indicación del tipo de sistema porfídico y su estatus evolutivo.

La zonación metálica en los depósitos Chaucha y Junín es coherente con los rasgos descritos para los sistemas plutónicos porfídicos. En contraste, no hay zonación metálica reconocible en los pórfidos Gaby y Papa Grande, lo que es más típico de los tipos volcánicos.

8.2.2.2 Zonado mineral de exo-contacto en sistemas de "stockwork", vetas y brechas: Diferentes tipos de depósitos de oro relacionados con intrusiones ocurren frecuentemente yuxtapuestos y muestran transición entre unos y otros. En el campo minero Gaby-Bella Rica hay una clara transición desde "stockworks" proximales (de endo- y exo-contacto) a sistemas de vetas discretas controladas estructuralmente. No obstante, las relaciones paragenéticas (Fig. 5.11) son tales que las vetas de estadio tardío (especialmente vetas de asp-Au bordeadas de sericita) pueden cortar los "stockworks", mientras que las chimeneas de brechas son cortadas por ambos y pueden estar sobreimpresionadas localmente por "stockworks". La sobreimpresión y/o movimiento telescópico hidrotermal son factores que normalmente complican a muchos sistemas relacionados con intrusiones con el resultado de la superposición de tipos de depósitos de oro tempranos y tardíos. Por ejemplo, en el campo minero Zaruma-Portovelo las asociaciones mesotermales están sobreimpresas o suplantadas por asociaciones epitermales. En Fierro Urcu la mineralización aurífera de tipo sulfato-ácido está situada inmediatamente sobre la mineralización tipo pórfido de Cu-Au, aunque con desplazamiento lateral causado por factores estructurales.

El oro tiene el potencial de precipitar en concentraciones económicas dentro y a cierta distancia de sus intrusiones progenitoras. La teoría del zonado hidrotermal tradicional (Fe-Ni-Sn-Cu-Zn-Pb-Ag-Au-Sb-Hg; Barnes, 1975) sin embargo no explica este comportamiento, sino que predice sólo deposición distal junto con el Sb, Hg y posiblemente As. Hemley et al. (1987) mostraron que el zonado hidrotermal depende principalmente de las relaciones temperatura-concentración y sugirieron que las zonaciones inversas son debidas a diferencias en las concentraciones relativas de los metales. Parecería que los sistemas ricos en oro tienen potencial para la precipitación del oro en uno o más lugares proximales, lo que lleva a variaciones en la posición zonal del oro en relación con los metales base.

En Bella Rica los patrones de zonación metalífera están pobremente definidos y en cierta manera son asimétricos con una zona central de cobre y otra más distal de Pb-Zn hacia el Sur. Se piensa que reflejan la terminación Sur y/o profundización de la interfase de la intrusión sub-superficial. Al Norte de la zona central, y hacia el afloramiento del pórfido en elevaciones algo menores, son aparentes los rasgos proximales como “stockworks” sulfurosos, alteración potásica, la presencia de turmalina y molibdenita, pero no hay incremento concomitante de cobre. El oro está intensamente correlacionado con el Cu (introducido relativamente temprano en la paragénesis) y en menor medida con el As (introducción tardía más evidente fuera de la zona del cobre) y por tanto está presente en concentraciones económicas en la mayoría del sistema de vetas. Bella Rica se caracteriza por las pequeñas cantidades de Bi y Te, similares a los skarns de oro del Cinturón de Nambija (Volumen 5). Las concentraciones más altas de Bi-Te ocurren principalmente asociadas con el As, en el margen de la zona central de cobre en el sector López Alto, pero no se han podido definir marchas sistemáticas.

San Gerardo se caracteriza por la mineralización Au-As-Sb, una asociación de mena más distal con respecto a un centro intrusivo. Además, el Sb es más abundante en las elevaciones altas y asociado con los complejos intrusivo-extrusivos dacíticos-riodacíticos. El Cd y Hg están presentes en concentraciones anómalas y aunque se esperaría que estos elementos siguieran al Sb, no ha sido observada esta variación espacial. Debe de notarse que la asociación de elementos de San Gerardo puede encontrarse en sistemas auríferos epi- y meso-termales (Henley, 1993; Nesbitt, 1988) y por tanto no es diagnóstica de ningún ambiente. Existen diferencias conspicuas entre los sistemas de vetas de Bella Rica y San Gerardo, y notablemente en la asociación de metales; ej. San Gerardo tiene típicamente contenidos de Sb, Cd relativamente altos, bajos en Ag y valores no significativos de Bi-Te. El contraste en la firma metálica sugiere que la mineralización de San Gerardo se deriva de una fuente diferente y está más cercanamente relacionada con el Batolito de Chaucha.

Las vetas-falla epitermales polimetálicas-Au-Ag ocurren en fallas transversas mayores en las áreas Gaby-Bella Rica (Guanache Alto) y San Gerardo (La Fortuna Norte).

8.3 Respuesta geofísica y geoquímica

8.3.1 Respuesta aeromagnética

En el momento de enviar este informe a la imprenta, los datos aeromagnéticos de PRODEMINCA, Subcomponente 3.4 (Programa de Información y Cartografía Geológica: PICG) no están disponibles. Estos deberán, no obstante, ser incorporados al GIS de los distritos minerales de Azuay y La Plata del Subcomponente 3.5 en una fecha posterior. Un mapa de campo magnético total de la Cordillera Occidental al Sur de 3°S, procedente de estudios previos, ha sido reproducido en Pratt et al. (1997). La cobertura aeromagnética, no obstante, no se extiende al Oeste, al campo minero de Ponce Enríquez ni al Cinturón Tres Chorreras-La Playa. Los análisis del campo magnético total (Figueroa, 1995) corregidos para la zona de la línea ecuatorial, presentan una buena correlación con las estructuras principales del Distrito Azuay. Las discontinuidades magnéticas son evidentes a lo largo de los sistemas de fallas de Gañarín y Girón. También hay una textura magnética Este-Oeste que se piensa que refleja el basamento metamórfico (Pratt et al., 1997). Las rocas metamórficas muestran, en general, un gradiente más bajo y valores magnéticos más altos que las rocas volcánicas. Los gradientes más intensos ocurren unos pocos km al Norte del Sistema de Fallas Piñas-Portovelo, como resultado del intenso contraste entre las propiedades magnéticas del basamento metamórfico y las rocas volcánicas del Grupo Saraguro. Pratt et al. (1997) citan esto como evidencia de un cabalgamiento buzando suavemente al Norte. El alto magnetismo y los bajos gradientes existentes en toda el área de las volcanitas subhorizontales del Grupo Saraguro es interpretado como indicativo de que el basamento metamórfico está presente a bajas profundidades.

8.3.2 Geoquímica de sedimentos fluviales

8.3.2.1 Introducción: El reconocimiento regional de geoquímica de drenaje de la Cordillera Occidental ha sido realizado por PRODEMINCA Subcomponente 3.4 (Programa de Información y Cartografía Geológica: PICG). El muestreo y los procedimientos de control analítico y de calidad empleados en la adquisición de los datos, así como los métodos de estadística analítica e interpretación aplicados a la definición de los fondos regionales, los terrenos litogeoquímicos y la resolución de anomalías relacionadas con la mineralización metalífera han sido descritos en Williams et al. (1999). Además, los paquetes de datos geoquímicos individuales, atlas y registros descriptivos han sido producidos por el PICG en cinco hojas de mapas individuales, de 1° y escala 1:200000 (Nos. 1-5) que cubren el área del proyecto. La descripción de los rasgos de la geoquímica regional relacionados con los pórfidos y los depósitos epi-mesotermales relacionados con intrusiones en el distrito mineral de Azuay han sido tomados en gran medida de Williams et al. (1999). Una interpretación más detallada de estos datos puede encontrarse en Williams et al. (1997, 1998).

8.3.2.2 Programa de orientación: Los sedimentos fluviales han sido usados por el Subcomponente 3.4 como el método más práctico para multi propósitos del mapeo geoquímico en la Cordillera Occidental con una densidad de 1 muestra por 3 km^2 . Un estudio de orientación fue llevado a cabo en las vecindades de la mineralización del pórfido Cu-Mo de Junín, distrito Imbaoeste (ver capítulo 5) para determinar la óptima medida para la fracción de sedimentos a ser analizada, los procedimientos de la preparación de muestras y los métodos analíticos para ser utilizados sistemáticamente. El ambiente de Junín fue seleccionado, tomando en cuenta su primitivo estado. Por lo tanto, este evita las complejas asociaciones interpretativas resultantes de la actividad minera histórica o actual. La metodología y resultados de esta orientación se pueden encontrar en Dunkley et al. (1995) y Williams et al. (1999). Las características de las tendencias de mineralización para seleccionados elementos en el río Junín localmente muestran un enriquecimiento de Cu (>200 mg/kg) en todas las fracciones analizadas, con una no pronunciada variabilidad en los patrones de dispersión aguas abajo. Para As, Sb y Mo picos de concentración y distancias de dispersión fueron, sin embargo, encontrados como sistemáticamente altos en las fracciones finas (<80 BSI y >100 BSI). Con respecto a Zn, Cu, As y Sb, la fracción <80 BSI producen altas razones anomalías/fondo relativas a sedimentos <60 BSI o <100 BSI. El muestreo, análisis, control de calidad, procesamiento de datos y procedimientos adoptados para interpretación para el estudio de los drenajes esta dado en Dunkley & Gaibor (1997b) y Williams et al. (1999).

8.3.2.3 Resultados del levantamiento geoquímico en El Distrito Azuay:

Sumario de estadísticas: El sumario de las estadísticas y de los coeficientes de Pearson (R) para los datos geoquímicos de drenajes del sector 2-4° de la Cordillera Occidental que incluyó el distrito de Azuay resalta una importante covariación espacial (R>0.24 con el 99% de nivel de confianza para una población >4800 muestras) entre elementos característicamente enriquecidos en litologías máficas y ultramáficas (Cr, Ni, Co, Fe, V, Mg). El oro está fuertemente correlacionado con Ag (R>0.602), algunos metales bases (Cu, Zn, Pb; R = 0.770) los cuales reflejan el simultáneo enriquecimiento en los dos elementos en depósitos de pórfidos y en zonas de brechas hidrotermales mineralizadas.

Terrenos litogeoquímicos: Tomando en cuenta la extensión limitada de la alteración supergénica en el ambiente de la Cordillera, una extremadamente fuerte correlación espacial entre la litología de la roca de base y la geoquímica de sedimentos está conservada. Los principales terrenos litogeoquímicos resaltados con el distrito de Azuay son los siguientes:

(a) Basaltos toleíticos de la Unidad Pallatanga que despliega enriquecimiento de Cr, Co, Ca, Cu, Mg, y Ni, los cuales en promedio exceden el 80 percentil de la base de datos para el total del área mapeada. El fondo para Ba y K es característicamente bajo.

(b) Componentes del Grupo Saraguro dacítico y riodacítico (notablemente en el centro y sudeste del área mapeada) proporcionan características para Cu, Cr, Co, Ni, poco V, cuyos valores están bajo el 30 percentil de la base de datos.

(c) Facies andesíticas del Grupo Saraguro al sur de 3°S produciendo típicamente valores altos para las razones de Mg/Ca con alto fondo (>50 percentil) de Cr y Zn. Sobre la Formación Santa Isabel al Sur y Suroeste de San Fernando vetas de calcita en andesitas proporcionan valores de Ca, Sr, Mg, y V los cuales exceden el 90 percentil de la base de datos total con enriquecimiento de Cr.

(d) El basamento metamórfico al sur del Río Jubones y las intrusiones granodioríticas extensas de Chaucha y Paccha desde las características positivas con respecto a K, valores que caen arriba del 75 percentil en la base de datos.

Principales ocurrencias de oro: El fondo regional para oro determinado por Williams et al. (1999) fue encontrado menor que 50 mg/kg (73 percentil). Un umbral anomálico visible fue identificado en 460 mg/kg (95 percentil) con fuertes anomalías que exceden 1195 mg/kg (97 percentil). La Tabla 8.2 (modificado de Williams et al., 1997) provee una sinopsis de anomalías relacionadas con sistemas de pórfidos y depósitos epi-mesotermales, virtualmente todos están documentados en minas y prospectos. Las más amplias anomalías relacionadas en el distrito de Azuay ocurren en los siguientes sectores:

(i) Campo Minero de Ponce Enríquez: El drenaje de Río Guanache y los dos pórfidos Gaby y Papa Grande en el área norte del campo minero de Bella Rica han proporcionado valores para Au que exceden los 3000 mg/kg con el coincidente enriquecimiento de Ag, Cu, Pb, Bi, As y Sb. El campo minero de San Gerardo inclusive proporciona anomalías de Au con valores de 8675 mg/kg. La geoquímica de sedimentos fluviales refleja concentraciones bajas para metales base y un alto enriquecimiento para Sb (>300 mg/kg).

(ii) ***Cinturón Tres Chorreras-La Playa:*** Zonas con lineamientos de dirección N-NE con enriquecimiento de Au recalcan varios prospectos y minas artesanales en operación al norte de la Falla Jubones (Fig. 7.1). Obvias fuentes constituidas por brechas de chimeneas mesotermales enriquecidas en turmalina (e.g. La Playa, Tres Chorreras) con o en los márgenes de intrusivos de stock menores. Fuertes Anomalías están también registradas con respecto a Cu (<2%), Mo (>4000 mg/kg) y notablemente en la Playa, W(>750 mg/kg).

(iii) ***Zaruma-Portovelo, Subdistrito de El Oro:*** Este sector ha proporcionado 20 anomalías para Au con enriquecimiento de Ag (>40 mg/kg), Pb (>650 mg/kg,), Cu (>500 mg/kg), Cd, Bi y As. Valores de Hg están en el rango de 2-50 mg/kg en esta área; ocurren principalmente como una consecuencia de la contaminación proveniente de las actividades de beneficio de Au.

Menos anomalías extensivas de oro, varían acompañadas por enriquecimiento de As y Sb los cuales están asociados a trabajos en menor escala en las quebradas El Llanto y el Carmen de Pijilí al Sur de Chaucha.

Debido al contraste de los terrenos litogeoquímicos que se presentan en la Cordillera Occidental, muchos objetivos potenciales, los cuales son anómalos solamente en el contexto de su ambiente litológico específico están resueltos por simulación estadística o análisis de imágenes de toda la base de datos regional. Williams et al. (1997) ha producido un sumario de las unidades litoestratigráficas con respecto a Au las cuales muestran entre unidad de fondo variaciones superiores a un orden de magnitud. Mapas de anomalías construidos para Au y sus elementos guías como As, Sb seguido de una normalización en contra de los valores para el fondo para cada unidad individual litológica (Williams et al., 1997) han deducido objetivos para Au con valores de solamente pocas centenas de mg/kg, aunque invisibles a escala de distrito tienen un potencial económico significativo.

Tabla 8.2 Anomalías de oro identificadas con análisis de probabilidad acumulativa simultánea, de los datos geoquímicos de sedimentos fluviales relacionados con pórfidos y depósitos epi-mesotermales en el Distrito Azuay. Todas las ocurrencias dan valores de Au en exceso del percentil 97 (Williams et al., 1999)

Unidad	Ubicación	UTM-X	UTM-Y	Au (ppb)	Asociación de elementos	Mineralización
U. Pallatanga	Río Pijilí	6688	97715	4989	Ninguna	Epi-mesotermal
Diorita	Quebrada El Llanto	6700	96700	2524	Cu-Pb-Zn-Cd-Bi-As-Sb	Zona de brechificación
Basamento	Dumari	6438	96190	1454	Pb-As-Sb-Cu	Vetas mesotermales
U. Pallatanga	Gaby	6428	96620	9351	Ag-Cu-Pb-Bi-As-Sb	Pórfidos y stockwork
U. Pallatanga	Bella Rica	6417	96587	8000	As-Sb-Cu-Pb-Ag	Vetas mesotermales
U. Pallatanga	San Gerardo	6514	96666	8675	As-Sb-Cd	Vetas epi-mesotermales
G. Saraguro	Zaruma-Portovelo	6945	95980	9446	Ag-Cu-Pb-Zn-As-Cd-Bi	Vetas epi-mesotermales
G. Saraguro	Tres Chorreras	6637	96505	9561	Cu-Mo-As-Sb-Bi	Brechas de turmalina
G. Saraguro	Gigantones	6602	96447	3837	Cu-Mo	Brechas de turmalina
G. Saraguro	La Playa	6520	96430	2140	W-Cu-Mo-Bi-As-Sb	Brechas de turmalina
G. Saraguro	Mollepungu	6514	96371	3415	Ag-W-Cu-Mo-As-Sb	Brechas de turmalina
Granodiorita	Paccha	6488	96045	5749	Ag-Pb-Cu-Zn-Cd-Bi-Sn-As-Sb	Brechas de turmalina
Granodiorita	R. Byron	6261	96120	3747	As-Sb-Cu-Pb	Brechas de turmalina

8.3.3 Estudios de orientación geoquímica

El suministro de nuevas guías para los reconocimientos de exploración en el ambiente de la cordillera en el Ecuador es una parte integral de PRODEMINCA, Subcomponente 3.5. Datos geoquímicos recolectados por PRODEMINCA Subcomponente 3.4 en los alrededores de los prospectos conocidos de Au en la Cordillera Occidental indican métodos de reconocimiento convencionales en los drenajes y tienen una limitada utilidad para delineamientos de ciertos objetivos y producen un contraste geoquímico pobre en los sectores del alto páramo, el cual ocupa amplias áreas en las zonas altas del Ecuador.

Estudios guías de orientación fueron tomados sobre el pórfido de Cu-Mo de Chaucha el cual es un prospecto para examinar las alternativas de los reconocimientos geoquímicos en suelos y drenajes con métodos de lixiviación enzimática e hidrogeoquímica.

El depósito de Cu-Mo de Chaucha es uno de los más grandes y mejor conocidos prospectos de estilo pórfido en Ecuador, se encuentra a una altitud aproximada de 3000 m en el Campo Minero de Molleturo a 40 km al W-SW de Cuenca. La mineralización ocurre en diseminaciones, rellenos de fracturas y stockworks en el margen del batolito de Chaucha, la cual esta alojada en rocas tonalíticas en el contacto con intrusiones tardías de pórfido de cuarzo (Fig. 8.1), notablemente en los pórfidos de Tunas y Gur Gur (López et al., 1983).

El prospecto está caracterizado por una alteración potásica con 3-4 km de diámetro, rodeada por una zona de alteración fílica de cuarzo-sericita y una zona exterior propilítica. Cobre con altos contenidos ocurre en 45 Ha en el área al Norte de Naranjos (Fig. 8.1), principalmente en la zona fílica. Los minerales primarios incluyen: pirita, calcopirita, molibdenita, bornita y en menor cantidad sulfuros de Pb-Zn. En los sectores enriquecidos de Cu se encuentra Au, típicamente en asociación con zonas de brechificación y silicificación. Para más detalles véase la Sección 4.3.

8.3.4 La hidrogeoquímica en reconocimientos minerales

8.3.4.1 Introducción: La hidrogeoquímica de las aguas superficiales durante la pasada década atrajo el interés como un mecanismo para elucidar mineralización de oro y de metales base. Con la actual disponibilidad de métodos analíticos computarizados como "Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy" (ICP-MS) muestras de aguas de no más de 30 ml pueden ser analizadas simultáneamente para 60 elementos, incluyendo muchos metales económicos, elementos guías e indicadores de alteración, los límites prácticos de detección están bajo un rango de mg/l o ng/l. El muestreo hidrogeoquímico es relativamente amplio al convencional reconocimiento de suelos y sedimentos, y la preparación pre-analítica requerida es mínima. Si se utiliza apropiadamente esta alternativa a los reconocimientos regionales y sub-regionales se contribuiría a lograr una reducción de los costos comerciales de exploración.

8.3.4.2 Área y duración del muestreo: El muestreo en el área de Chaucha fue tomado durante una campaña de 5 días caracterizada por la presencia de intermitente y densa lluvia y alta descarga de los drenajes. Un total de 26 estaciones fueron muestreadas (Fig. 8.1) de las cuales 16 fueron localizadas en el río Chaucha y los drenajes tributarios (Río Pita y Quebrada El Lanto al Sur; Quebrada Trozo Urco y Quebrada Malacatos en el Norte) a 5 km del cuerpo mineral de Naranjos. Las estaciones CW3, CW4, CW6 y CW7 están cercanas a la mineralización con estaciones CW6-CW4-CW11-CW12-CW14 formando una secuencia aguas abajo en el Río Chaucha en una distancia de 5 km. Nueve lugares fueron localizados en los sectores altos de Río Angas-Río Chaucha.

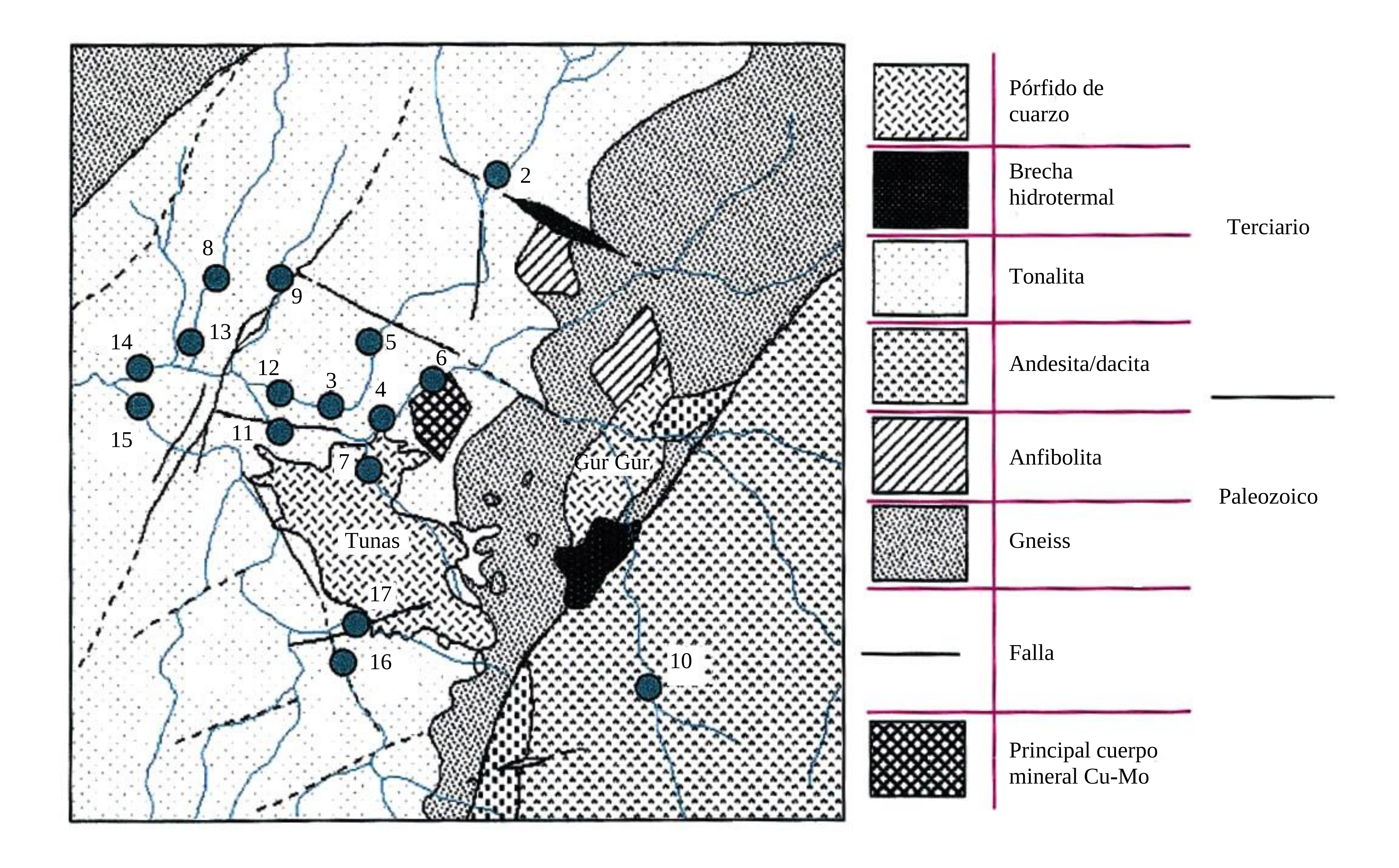


Figura 8.1 Geología simplificada del área de estudio Chaucha tomado de López et al. (1983). Localización de muestras en el depósito de Naranjos. El cuadrángulo insertado en la ilustración inferior refleja el área aproximada cubierta en la figura superior

8.3.4.3 Características generales hidrogeoquímicas: La información hidrogeoquímica para 48 parámetros de los datos de los drenajes en Chaucha constan en un apéndice que no se integra a este volumen pero que puede ser revisado en la DINAGE. Los datos de ICP-MS para Li, Ge, Sc, Nb, Ru, In, Ru, Te, I, Cs, Hf y Pt presentan valores bajo el límite analítico de detección o están distorsionados por el ruido y no es posible interpretar las tendencias. Los datos para REE son selectivos, debido a las tendencias análogas exhibidas por la mayor parte de los elementos de este grupo. Los datos de cromatografía de iones para F^-, NO_2^- , NO_3^- y PO_4^{2-} no fueron de utilidad debido a los altos límites analíticos de detección.

El pH y la conductividad en los datos provenientes de las aguas del área de Chaucha varían en rangos de 5.3-6.7 y 41-190 mS respectivamente, con bajos valores de pH en la proximidad del principal cuerpo de sulfuros de Naranjos (CW3, CW4, CW5, CW6 y CW12). Los rangos de TDS fueron aproximadamente 30-100 mg/l (incluyendo un estimado de HCO_3 del componente asumido para ser equivalente a la mayoría de los iones vs Cl^- + SO_4^{2-} balance del error de carga). Se determinó que las aguas contienen Ca y SO_4^{2-} dominante (Fig. 8.2) con tendencia de variación espacial no significativa.

Respuestas a la mineralización: Durante la campaña de muestreo en Chaucha los caudales de descarga y la disolución resultante fueron grandes; sin embargo, las respuestas hidrogeoquímicas son pronunciadas en las zonas de captación en Río Angas - Río Chaucha. En el oeste del área de estudio (Fig. 8.1) la característica hidrogeoquímica del fondo sobre las facies de la tonalita del batolito de Chaucha se encuentra bien ilustrada por las muestras CW2, CW8, CW9 y CW13 (Figs 8.3 y 8.4)todas localizadas en el sur de los drenajes tributarios del Río Chaucha. Estas aguas determinaron la presencia de concentraciones de Cu de 3 mg/l con Mo<3 mg/l, Co>0.2 mg/l, Ni<1 mg/l, Zn<10 mg/l, Ti<7 mg/l, Mn<10 mg/l, Rb<2 mg/l y Sr<50 mg/l. El incremento de las concentraciones de todos estos elementos ocurre en el Río Chaucha y Río Malacatos en una distancia al menos de 1500 m aguas abajo del principal cuerpo mineral, cerca de Naranjos (ej. Fig. 8.3).

El lugar CW4 (Fig. 8.1) cercano a la fuente propuesta, ha proporcionado concentraciones máximas de la mayoría de elementos para el área total de estudio, estos valores incluyen 158 mg/l Cu, 53 mg/l Mo, 3.5 mg/l Co, 6.9 mg/l Ni, 101 mg/l Zn, 12 mg/l Ti, 117 mg/l Rb, 232 mg/l Sr. Los picos en las razones de fondo para el conjunto de anomalías proporcionaron la siguiente secuencia Ti>Rb>Sr>Ni>Mn>Zn>Mo>Co>Cu. Lo cual consiste en un enriquecimiento de las razones en el cuerpo mineral con algunas modificaciones de la diferencia de factores de movilidad de fases acuosas para estos elementos. Para la mayoría de elementos anómalos la oxidación de sulfuros primarios es indudable, donde predominan los mecanismos de movilización. Excepciones importantes, pueden incluir Sr y Rb, para los cuales el enriquecimiento acuoso de fase es probablemente un reflejo de la alteración hidrotermal local.

100%
90%
80%
70%
60%
50%
40%
30%
20%
10%
0%

Ca98
K98
Mg98
Na98

M1-FHNO3 M2-FHNO3 M4-FHNO3 M5-FHNO3 M6-FHNO3 M7-FHNO3 M8-FHNO3 M9-FHNO3 M10-FHNO3 M11-FHNO3 M12-FHNO3 M13-FHNO3 M14-FHNO3 M15-FHNO3 M16-FHNO3 M17-FHNO3 M18-FHNO3

Figura 8.2 Principales contribuciones de cationes a TDS en las aguas de Chaucha

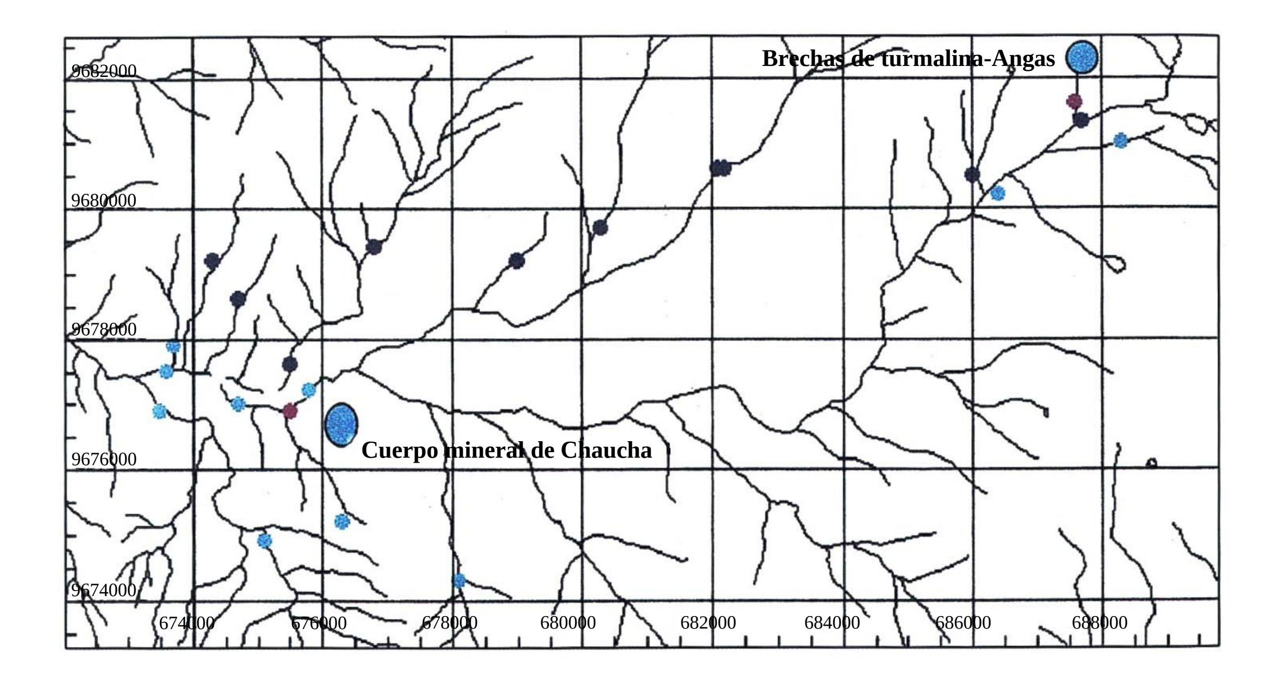


Figura 8.3 Distribución de Cu (0.45 mm) disuelto en aguas de Chaucha (azul oscuro ≤ 3 μg/l, azul claro ≤ 6 μg/l, verde ≤ 10 μg/l, amarillo, ≤ 60 μg/l, púrpura ≤ 160 μg/l, rojo ≥ 160 μg/l)

En el sector Este del área de estudio (i.e. Fig. 8.1) aguas arriba del Río Angas, donde los drenajes atraviesan la secuencia volcánica del Grupo Saraguro las características hidrogeoquímicas del fondo en los tributarios están caracterizadas por las muestras CW101, CW104, y CW105 (Figs. 8.3 y 8.4). Los valores para Cu disuelto en estas estaciones son <5 mg/l con Mo<3 mg/l, Co<0.1 mg/l, Cd<0.3 mg/l, Zn 70 mg/l, Ni<1 mg/l, Al<100 mg/l y Mn>20 mg/l. Estos elementos despliegan un enriquecimiento por un factor de 100 en el sitio CW103, en los sectores bajos de la quebrada Chaupiurcu, en el drenaje sur del Río Angas cerca de la población de Angas. Los valores de Cu en las muestras antes mencionadas (556 mg/l) exceden el máximo registrado en los alrededores del Sistema del Pórfido de Chaucha, a través de la ausencia del enriquecimiento en Mo y el predominio de una anomalía fuerte en las concentraciones de Pb 2.7 mg/l y Al (1940 mg/l). El conjunto de Tierras Raras se presentó fuertemente anómalo, con concentraciones típicas de 10-20 veces el valor del fondo (ejemplificado por Nd en Fig. 8.2).

A pesar de la considerable dilución en el momento del muestreo, las anomalías de multi-elementos descritas en la estación CW103 pueden con seguridad ser atribuidas a la lixiviación de las chimeneas de brechas mineralizadas alojadas en los volcánicos dacíticos de la Formación Soldados (Grupo Saraguro) cerca de las Lagunas de Pallacocha. Esta mineralización polimetálica (Au-Cu-Pb-Zn-Bi-Sb) en brechas fue descrita por Van Thournout y Guzmán (1989) como de carácter epitermal de sulfuración ácida. Sin embargo, se puede considerar un origen mesotermal (Williams et al., 1997) justificado por el alto nivel de enriquecimiento de Pb-Bi y la abundancia de turmalina observada en las brechas.

Efectos de la variación temporal de la descarga: Las variaciones en las características hidrogeoquímicas se incrementan con la variación de precipitación/caudal en superficie y alternan con la disolución de los caudales de base, los cuales fueron examinados en Chaucha en la Quebrada Jérez (Fig. 8.1), donde dos muestras fueron recolectadas CW1 y CW107. La muestra CW107 representa la hidrogeoquímica de este sistema bajo condiciones de caudal bajo a moderado, con una descarga de factor 10 mayor que el de CW1.

Un resumen de las caracterizaciones de la hidrogeoquímica en el sector superior del tributario del Río Chaucha, durante Enero de 1999 está representado en la Fig. 8.5. Las concentraciones de la mayoría de los solutos decrecen con el incremento de la descarga, a pesar de algunas excepciones, como los casos de Mn, Zn, Ba, Cu, y Co los cuales proporcionaron valores superiores en la muestra CW107, con un factor mayor a 4 que en la muestra CW1. Dada la fuerte tendencia a absorción de Zn, Ba, Co y Cu, en suelos con óxidos de Mn, el enriquecimiento de estos elementos en los caudales de descarga puede reflejar un mecanismo de canalización por saturación de suelos, depreciación de Eh y la reducción de las fases tetravalente de Mn a un estado soluble divalente.

Una notable característica de los datos por tiempo de series en las muestras CW1 y CW107 es la limitada sensibilidad de la descarga de TDS y sus mayores constituyentes Si, Na, Mg, Ca y K, cada uno de los cuales muestra <25% de la variación entre las respectivas muestras. Similares fluctuaciones bajas temporales fueron registradas por Sc, Rb, Sr, Y, Mo, Cs. La zona de recubrimiento está caracterizada por suelos ricos en materia orgánica (turba) u otros suelos retentivos, en los cuales el componente del caudal en el hidrograma es dominado por un transitorio caudal más que por los caudales de superficie. En otros lugares de los Andes Ecuatorianos caracterizados por suelos y condiciones hidrográficas similares, el impacto de la variación precipitación/descarga en la hidrogeoquímica de las aguas de drenajes puede ser relativamente bajo.

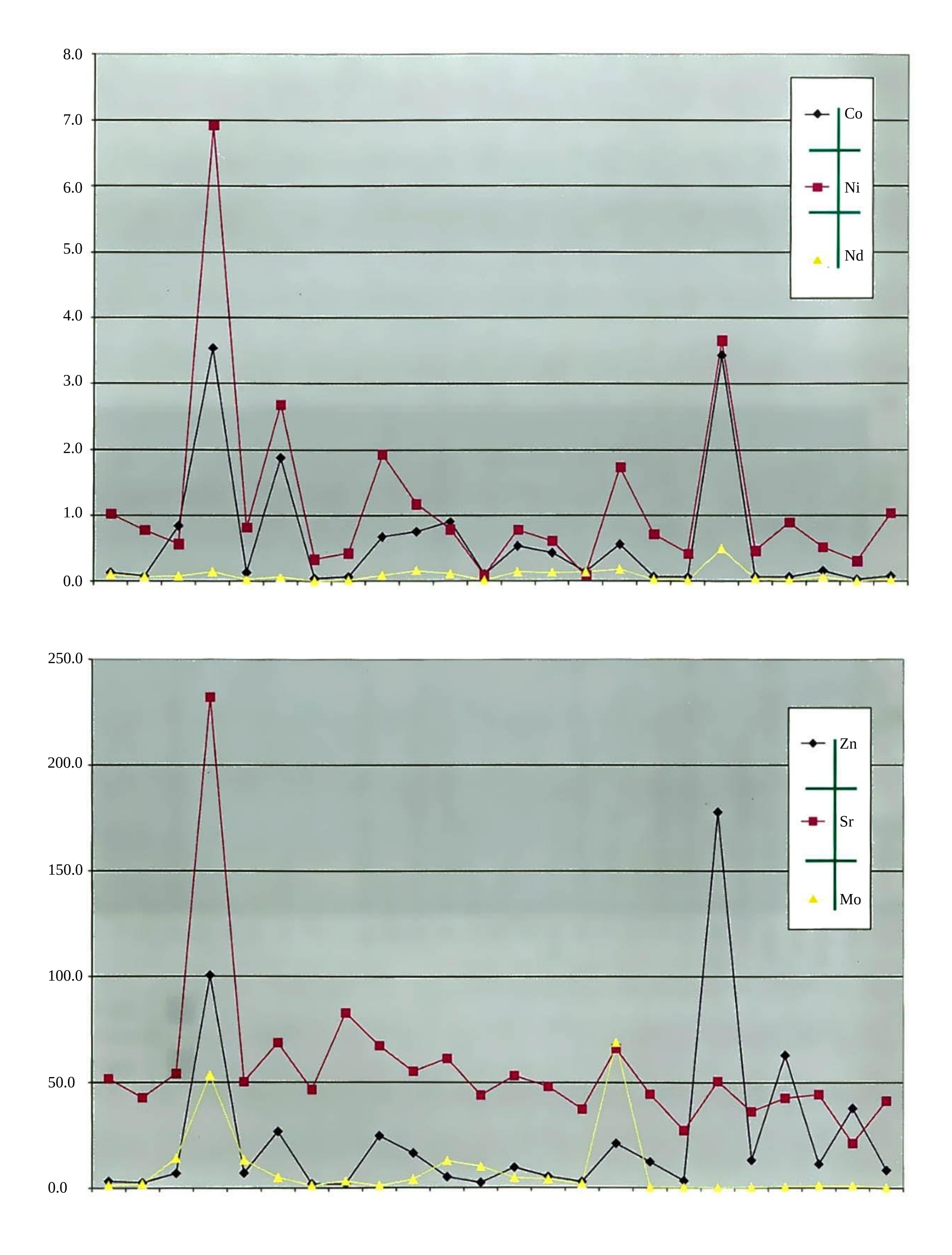


Figura 8.4 Concentración de Co, Ni, Nd, Mo, Zn y Sr en las aguas de Chaucha (todos los valores están en µg/l)

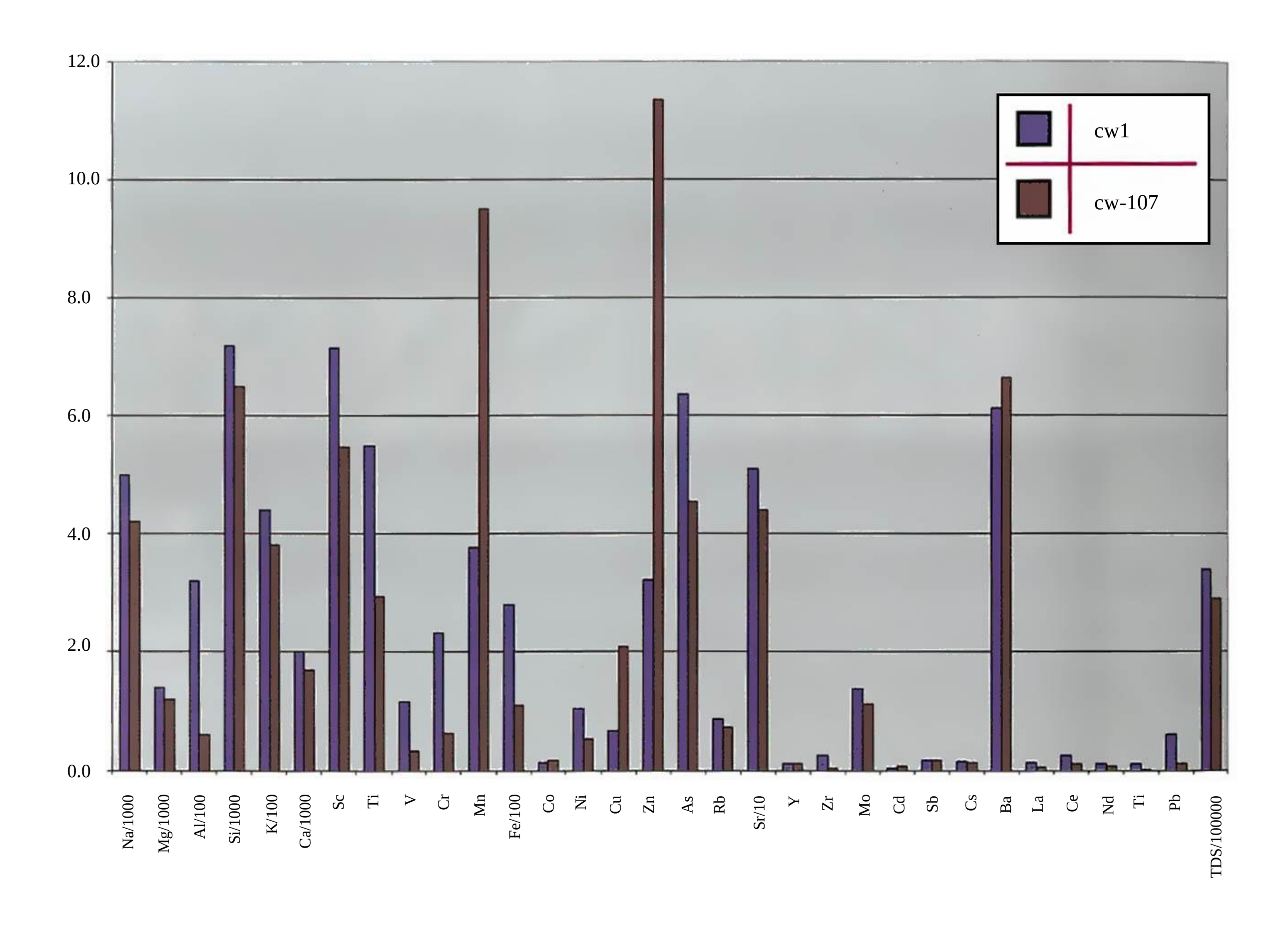


Figura 8.5 Variación temporal de las concentraciones de los elementos disueltos en la quebrada Jerez en un bajo a moderado flujo (CW1) y en bajo flujo (CW107). (Todos los valores están en µg/l)

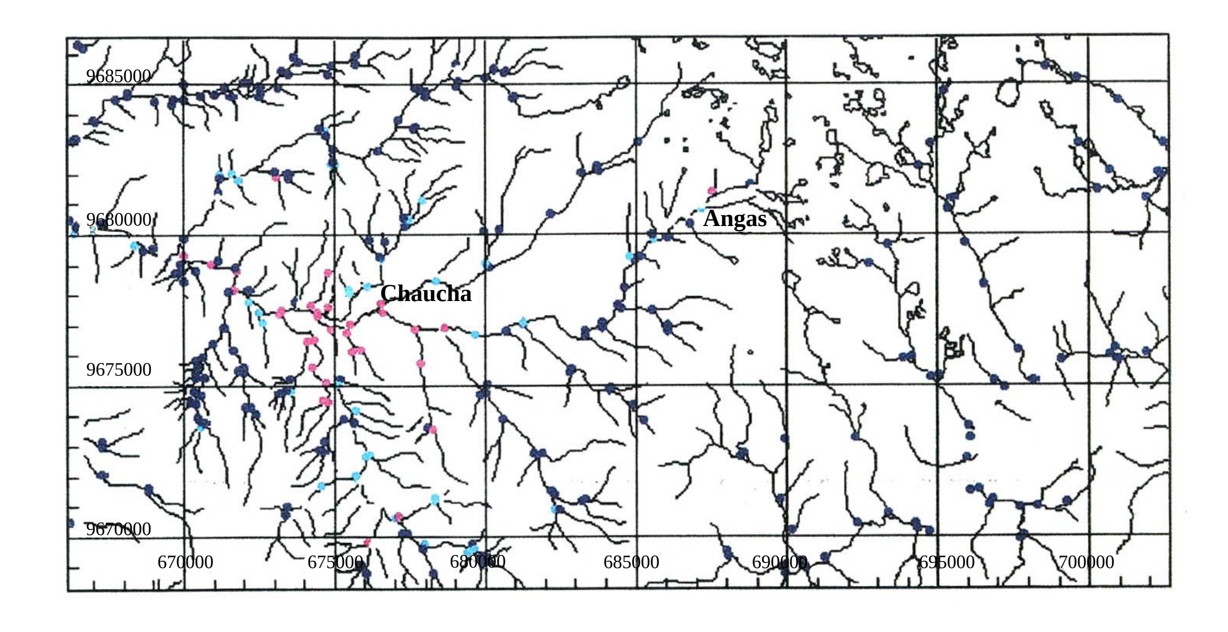


Figura 8.6 Distribución de Cu en sedimentos del Río Angas – Río Chaucha (azul < 60 mg/kg, verde > 60 mg/kg, amarillo > 120 mg/kg, rojo ≥ 300 mg/kg)

Relación entre tendencias del muestreo en aguas con otros tipos de muestras: La comparación de la respuesta a la mineralización entre muestras hidrogeoquímicas y de sedimentos fluviales puede ser realizada usando como ejemplo el reconocimiento de sedimentos en el sector de 2° y 3° de la Cordillera Occidental (Williams et al., 1997) compilados en el Subcomponente 3.4 (Mapeo Temático) de PRODEMINCA. La Figura 8.6 muestra la distribución de Cu en sedimentos del área de Chaucha, ejemplifica un mayor contraste entre la respectiva media, donde la mayoría de los análisis tienen elementos de interés económico. En el conjunto de datos de sedimentos, las tendencias de la dispersión aguas abajo en el pórfido de Chaucha y las chimeneas de brechas de Angas están extendidas por varios kilómetros. En el caso anterior los valores de Cu de alrededor de 4x el fondo (270 mg/kg) persisten aguas abajo por 10 km del cuerpo de Naranjos. En Angas, valores de Cu 2x fondo (115 mg/kg) ocurren 5 km aguas abajo de la fuente. Las anomalías hidrogeoquímicas en estas zonas son más intensas, pero también más localizadas (Fig. 8.7). En Chaucha, por ejemplo, concentraciones de Cu disuelto están sobre 50x fondo en proximidad al cuerpo mineral de Naranjos, pero decrecen a valores de fondo a 6 km aguas abajo.

La diferencia de los gradientes de dispersión de las aguas y sedimentos que contienen metales, reflejan los contrastes de los procedimientos en el control del transporte. Las gradientes exageradas de las fases disueltas son un producto de la atenuación relativamente rápida a través de la adsorción y/o precipitación, usualmente en respuesta al ajuste en el régimen de aguas abajo del pH/Eh de los cuerpos de sulfuros. Las razones de pérdida varían considerablemente entre elementos debido a los diferentes índices de saturación y absorción de las respectivas fases de disolución, bajo las condiciones dadas de pH/Eh. A diferencia de los mecanismos de dispersión de Au, la concentración del metal en aguas naturales es menos dependiente a la presencia de una fuente concentrada que la habilidad de los enlaces disponibles en un complejo acuoso estable. Previamente al trabajo de Boyle (1979), el Au fue considerado como inerte en ambientes de aguas frescas, sin embargo, ahora se ha demostrado que Au tiene una sustancial movilidad en un amplio rango de complejos orgánicos (ej. CN^-) e inorgánicos (ej. OH^-, Br^-, Cl^-).

Los efectos de dilución se incrementan con las mezclas de aguas y sedimentos de los tributarios mineralizados o no mineralizados. Sin embargo, los flujos de sedimentos son directamente proporcionales a la descarga (siendo determinada por la adición de factores como la disponibilidad de los sedimentos y la velocidad de flujo).

8.3.4.4 Sumario y conclusiones: Este estudio preliminar de las aplicaciones de la hidrogeoquímica de las aguas de superficie para reconocimientos minerales en el ambiente de los Andes ecuatorianos ha proporcionado las siguientes conclusiones:

(i) Los métodos hidrogeoquímicos de reconocimiento mineral ofrecen ventajas potenciales sobre muchas técnicas exploratorias con respecto a la simplicidad, tiempo y costo. Lo cual tiene particular importancia en los Andes ecuatorianos debido a la alta densidad de drenajes perennes.

(ii) Las respuestas de la mineralización investigada en la hidrogeoquímica de este estudio son variables. Cerca del pórfido de Chaucha y de las Brechas de chimenea de Angas se presentan anomalías, las cuales están suficientemente confirmadas con la utilización de este método de exploración.

(iii) Las características de las anomalías en aguas fluviales mantienen considerable analogía con las fuentes de mineralización. Esto está ejemplificado por anomalías de Cu en los drenajes de Chaucha y Angas, mientras que las anomalías de Mo solamente están en el inicio y de Pb solamente al final. La relación entre la geoquímica del depósito y la hidrogeoquímica del drenaje es objeto de progresivas modificaciones aguas abajo debido a la relación entre adsorción y precipitación de las trazas individuales de metales.

(iv) El efecto de las variaciones temporales de las descargas, desde días hasta meses, fue encontrado relativamente bajo. Mientras que la magnitud de las anomalías hidrogeoquímicas es sistemáticamente reducida en alto caudal, la integración de patrones espaciales y las influencias de la mineralización no están ocultas por la disolución.

(v) Las anomalías hidrogeoquímicas difieren de aquellas en sedimentos en que son más intensas en lugares cercanos a las fuentes y también más localizadas. Esto ofrece ventajas para localizar objetivos mineralizados con precisión en campañas de prospección, también pueden proveer la identificación de objetivos en reconocimientos regionales de baja resolución.

8.3.5 Análisis de suelos por lixiviación enzimática

8.3.5.1 Fundamentos: Las técnicas para extracción de suelos y sedimentos en una forma parcial o en una fase especifica han sido desarrolladas en exploración geoquímica durante las últimas décadas (ej. Bradshaw et al., 1974; Chao, 1984). La utilidad de estos métodos sin embargo se ha incrementado rápidamente durante los noventa con el desarrollo de los análisis computarizados (ICP-MS) capaces de determinar rangos de concentraciones de mg/kg - ng/kg en muchos elementos. Las fases específicas de extracción ofrecen muchas ventajas sobre las técnicas convencionales de análisis total (ver Volumen 1).

Los procedimientos selectivos de lixiviación para la extracción de los óxidos de Mn como una herramienta en la exploración geoquímica han sido descritos en el Volumen 1 (ver también Williams et al., 1999). Los óxidos de Mn son susceptibles a absorber trazas de metales en concentraciones relativamente altas en relación total a la matriz de los suelos y pueden producir respuestas altas en el fondo de la mineralización. Estos procesos de muchas maneras involucran absorción de metales difusos volátiles de las fuentes profundas. De acuerdo a las características geoquímicas de los suelos, los óxidos de Mn pueden definir mineralización oculta bajo gruesas secuencias de sobrecarga o coberturas de volcanosedimentos.

El proceso de Lixiviación Enzimática (ej. Clark, 1993) es un método altamente selectivo para la disolución de los óxidos de Mn amorfos. Detalles de la química y aplicaciones prácticas de los análisis de Lixiviación Enzimática están descritas por Clark (1995) y Williams et al. (1999).

8.3.5.2 Muestreo y análisis: Estudios realizados por la Misión Belga (1986) sobre el pórfido de Chaucha definieron anomalías geoquímicas de suelos de (Cu-Mo) las cuales fueron utilizadas para definir la posición, extensión y orientación de las líneas de muestreo para los análisis de Lixiviación Enzimática en el presente estudio (Fig. 8.8). Cuatro líneas de aproximadamente 10 Km fueron muestreadas, cada línea tuvo un rumbo de 140°, las mismas tienen las siguientes coordenadas en sus origines: 671450-9680400 (C1), 671900-9680800 (C2), 672150-9681100 (C3) y 962650-9681400 (C4). Muestras de suelos fueron tomadas a intervalos aproximados de 300 m en cada línea y con una profundidad de 30 cm (horizonte B).

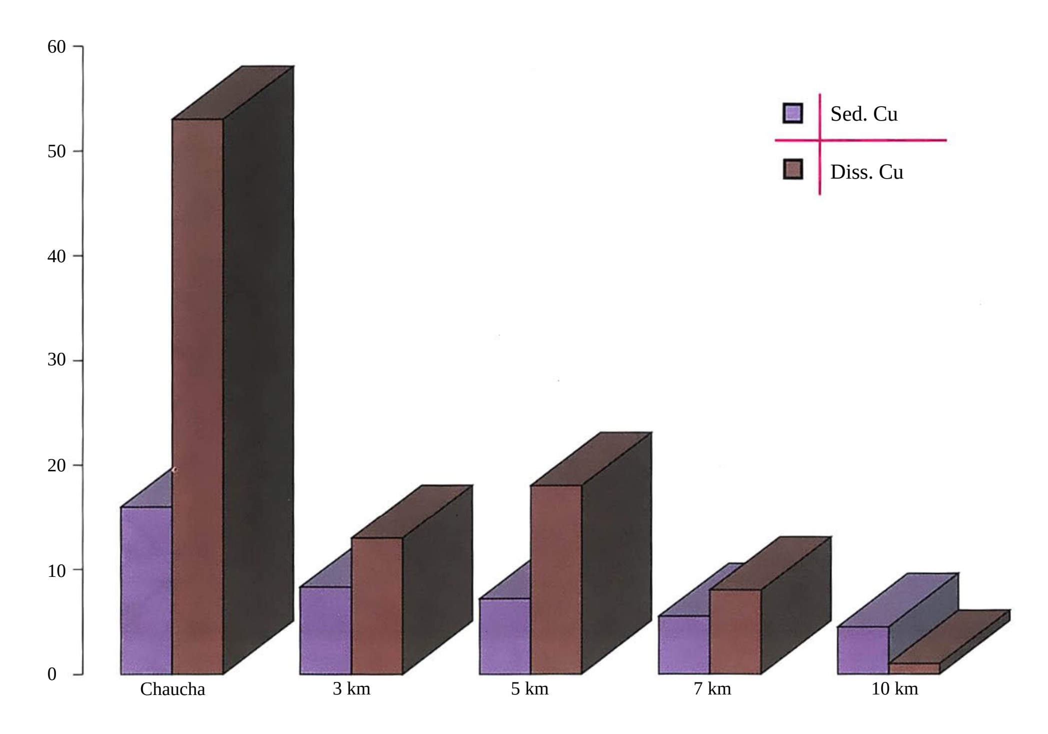


Figura 8.7 Gradientes de Cu en aguas y sedimentos fluviales, aguas debajo del cuerpo mineral de Naranjos, Chaucha. Todos los valores y cuotas son múltiples del límite alto del fondo, definido por 60 mg/kg para sedimentos y 3 µg/l agua

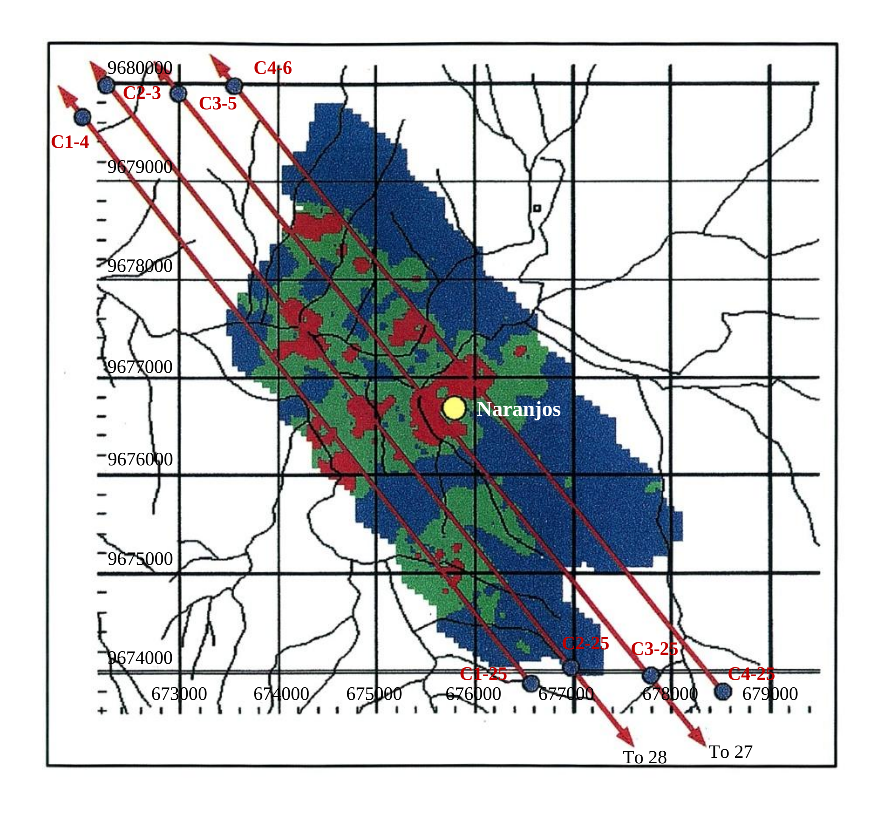


Figura 8.8 Distribución de cobre en suelos, basado en un subgrupo de 650 muestras tomados por la Misión Belga (1986). Las áreas en rojo reflejan concentraciones de Cu de >1500 mg/kg. La posición de las líneas de suelos C1-C4 fueron usadas, durante el presente estudio, para un nuevo muestreo de suelos y el análisis de lixiviación enzimática. Las líneas con flechas indican una extensión mayor que el área de ilustración

8.3.5.3 Resultados

Elementos detectables y correlaciones entre ellos: En los análisis de lixiviación enzimática, nueve de los 60 elementos analizados (Ge, Se, Nb, Ru, In, Te, Bi, Os, Pt) produjeron concentraciones bajo el límite de detección (LOD). Los datos para estos elementos fueron excluidos de los subsecuentes análisis estadísticos. Los elementos correspondientes a Tierras Raras produjeron pocos valores que excedieron el LOD. Solamente un valor de Sn excedió 0.1 µg/kg LOD, coincidiendo con un valor anómalo para Mo de 560 µg/kg en la línea C1.

De los datos obtenidos por lixiviación enzimática en las muestras de Chaucha se procedió a realizar correlaciones usando el método de Pearson "R". Debido a los resultados extremadamente anormales para Cu y Mo, los valores para estos elementos fueron normalizados logarítmicamente antes de su análisis. Los 108 datos tienen importancia estadística, debido a que el coeficiente de Pearson excede 0.405 (en un nivel del 95% de confiabilidad). Un sumario de las correlaciones de los pares de elementos que produjeron coeficientes por encima del umbral anomálico (Tabla 1) y sugieren una covarianza espacial del análisis de lixiviación enzimática. Las concentraciones lixiviadas ocurren al menos en 5 grupos:

(i) Cl-Br-I-Rb-Tl: El rango de correlación para los pares halógenos varía entre R = 0.46 a 0.52 y Br-I confirman el comportamiento covariante de estos elementos no metálicos observados en previas publicaciones de datos de lixiviación enzimática (i.e. Yeager et al., 1998; Williams & Gunn, 1999). Br tiene correlación significativa con Rb (generalmente considerado como un indicador de alteración) y Tl. El último es covariante con Cs y Ba (que indica también alteración). I tiene una fuerte covarianza opuesta con Mo (R = -0.8).

(ii) V-Ti-Ga: Existe una fuerte correlación entre V y Ti en los datos de Chaucha (R = 0.64). A pesar de la frecuente asociación con halógenos, los datos de lixiviación enzimática (ej. Yeager et al., 1998) no evidencian la correlación con Cl, Br o I.

(iii) Cu-Mo-Ni-Zn: Son los principales indicadores de mineralización económica, Cu y Mo muestran una fuerte covariación espacial. Ni y Zn también muestran una tendencia de correlación con Cu.

(iv) Y y Tierras Raras: Todas las Tierras Raras e Y despliegan una fuerte covariación, pero no muestran correlación con otros elementos analizados. Existe una débil correlación positiva de las Tierras Raras con Br y I (R > 0.15).

(v) Au-As: Au y As están fuertemente correlacionados, pero no muestran una asociación espacial con otros elementos analizados.

Anomalías apicales: Anomalías apicales pronunciadas son producidas por Cu, Mo (Fig. 8.9) y anomalías menos extendidas de Au (Fig. 8.10). En el caso de Cu, el cuerpo de Naranjos previamente establecido en el margen Noreste del Pórfido de Tunas (Figs. 8.1 y 8.9) está bisecado por las líneas C3 y C4, produciendo una línea máxima de 85016 µg/kg y 8034 µg/kg, en C3-18 y C4-18 respectivamente. Una extensión hacia el Este de estas anomalías está indicada por los valores de cobre de 799 µg/kg en C2-14, y 1769 µg/kg en C1-15 . La distribución de Mo es coincidente con la de Cu, la línea máxima que sobreyace el cuerpo de Naranjos en C3-16 (218 µg/kg) y C4-17 (320 µg/kg). Fuertes anomalías se registran paralelas a las líneas Oeste, en C4-17 (320 µg/kg), C1-13 (577 µg/kg) y C2-15 (1660 µg/kg).

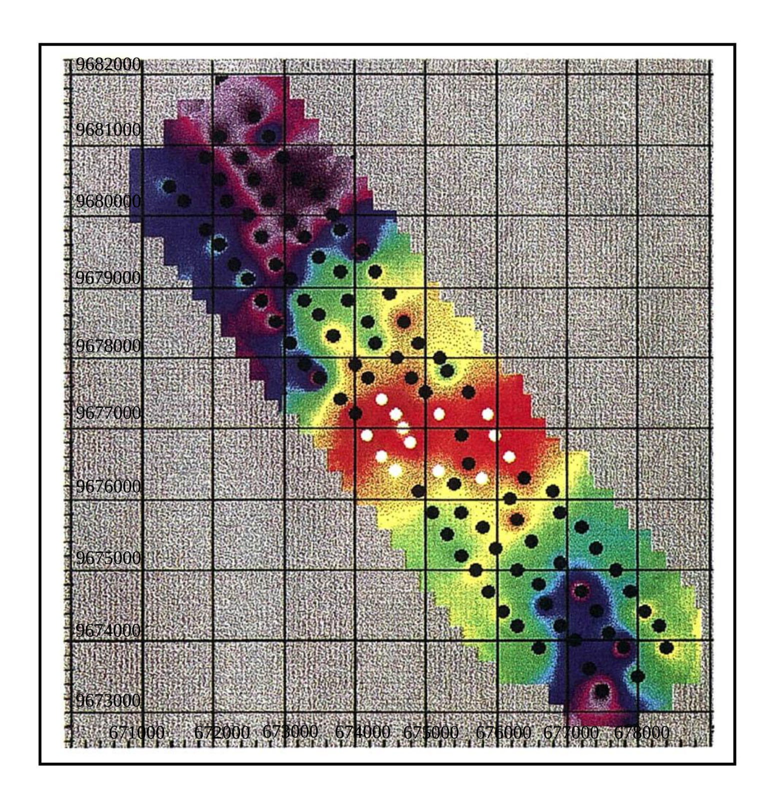


Figura 8.9 Resultados extraíbles de lixiviación enzimática para Mo (red) y Cu (puntos). Valores de Cu (μg/kg): Negro < 1000, Blanco > 1000. Valores de Mo (μg/kg): Púrpura < 2, Rosa < 3, Azul < 4, Verde < 12, Amarillo < 20, Naranja < 150, Rojo > 150

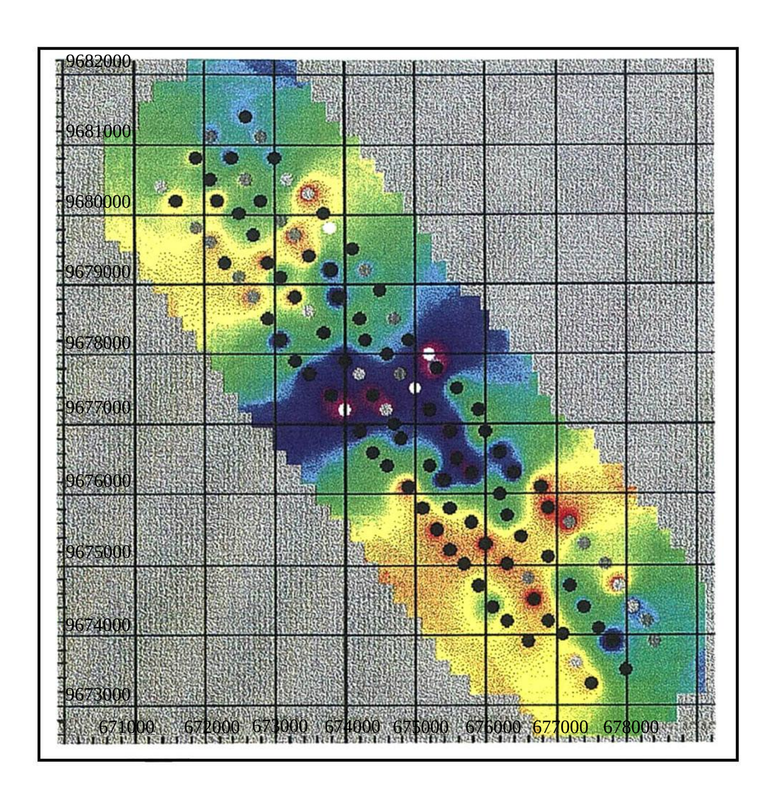


Figura 8.10 Resultados extraíbles de lixiviación enzimática para I (red) y Au (puntos). Valores de Au (μg/kg): Negro < 0.2, Gris < 1, Blanco > 1. Valores de I (μg/kg): Azul < 70, Verde > 110, Amarillo < 200, Naranja < 250, Rojo > 250

Valores de oro exceden a 1 μg/kg y se encuentran en asociación con las principales anomalías de Cu y Mo en C1 y C2, pero están desplazadas en el Norte del cuerpo de Naranjos en las líneas C3 y C4. El valor máximo obtenido de los análisis de lixiviación enzimática para Au ocurre a 2 km al Noroeste de San Gabriel en C4-7 y es de (11.5 μg/kg). Este valor no puede estar relacionado directamente con el sistema de Chaucha, posiblemente proviene de las brechas hidrotermales al oeste de la Quebrada Trozo Urcu.

La distribución de Pb en análisis de lixiviación enzimática (Fig. 8.11), a pesar de ser esencialmente opuesta a Cu y Mo, presenta anomalías altas en la zona central C2-27 y C3-25 con probables constituyentes apicales debido a un enriquecimiento de Pb en la zona lejana del sistema del Pórfido de Chaucha. Los valores condensados de Pb >40 μg/kg (10x fondo) en estas áreas coinciden con la extensa anomalía de PBI definida por López et al. (1983) al Sudeste del Pórfido de Tunas.

Anomalías de oxidación: Br (Fig. 8.10) y I producen anomalías negativas coincidentes sobre el cuerpo de Naranjos e indican mineralización de pórfido en el Sudoeste. Tendencias similares reportan los objetivos sobre los depósitos epitermales de El Mozo y Llano Largo (Williams et al., 1998; Williams & Gunn, 1999) y confiablemente pueden ser atribuidas a la formación de anomalías de tipo oxidación por migración anódica de los halógenos a la zona periférica y un establecimiento de celdas electroquímicas sobre el cuerpo mineral de sulfuros. En la Línea C1, halos de I ocurren en el Noroeste de la mineralización en C1-4 a C1-8 (a 224 μg/kg) y al Sudeste en C1-19 a C1-22 (a 352 μg/kg). Una anomalía central baja se ubica muy profundamente en C1-13 , donde el valor de I es de 19 μg/kg. Similares tendencias son evidentes en todas las demás líneas con típicas anomalías negativas caracterizadas por concentraciones de I en un orden de magnitud más bajo que en los halos.

Cl, a pesar de su significativa correlación con Br (Tabla 8.3), despliega evidencia de anomalías de oxidación desarrolladas solamente al Sudoeste del cuerpo de Naranjos, en un área cubierta por las muestras con número 20 al 25 en cada línea de C1 a C4. Los valores en este sector exceden a aquellos en la zona de máximo enriquecimiento de Cu-Mo por un factor 10.

Rb, Cs, y Tl (Fig. 8.12) cada uno refleja tendencias coincidentes con I, e inversamente relacionados con Cu. Con respecto a Pb y Cs presentan un pequeño enriquecimiento a través de la alteración de las zonas lejanas al sistema hidrotermal de Chaucha.

8.3.5.4 Discusión

Utilidades generales de lixiviación enzimática para la exploración de pórfidos de Cu: Las anomalías producidas por lixiviación enzimática despliegan dispersión lateral limitada sobre los cuerpos de sulfuros (Clark, 1995). La baja resolución de los estudios con líneas espaciadas y muestreo con distancias >100 m son en muchos aspectos más apropiados con los objetivos de exploración para el estilo de pórfidos que para los sistemas de vetas epitermales o mesotermales.

La capacidad de Lixiviación Enzimática de deducir mineralización económica y subeconómica de Cu está restringida a la zona de Chaucha, donde en un área de 4 km^2 se identificaron 12 estaciones de muestreo, las cuales presentan anomalías de Cu (>1000 μg/kg). Un buen desarrollo de las celdas electroquímicas sobre el cuerpo mineral produce un amplio espectro como respuesta a los elementos mineralizantes, previamente registrados en la mineralización epitermal del Ecuador (ej. Williams & Gunn, 1999). La zonación del sistema está reflejada por altas anomalías de Cu, Mo, y Au en la zona fílica de alteración y Pb y Zn en la periférica zona propilítica.

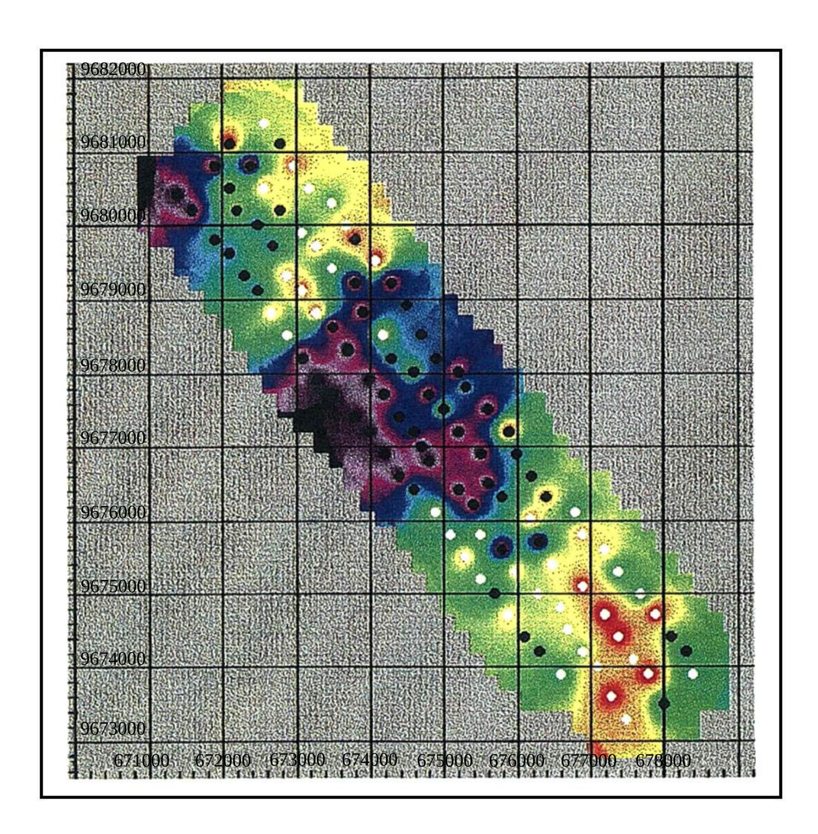


Figura 8.11 Valores extraíbles de Pb (red) y Zn (puntos). Valores de Zn (µg/kg): Negro < 70, Gris < 100, Blanco > 100. Valores de Pb (µg/kg): Azul/Púrpura < 3, Verde < 5, Amarillo < 10, Naranja < 20, Rojo > 20

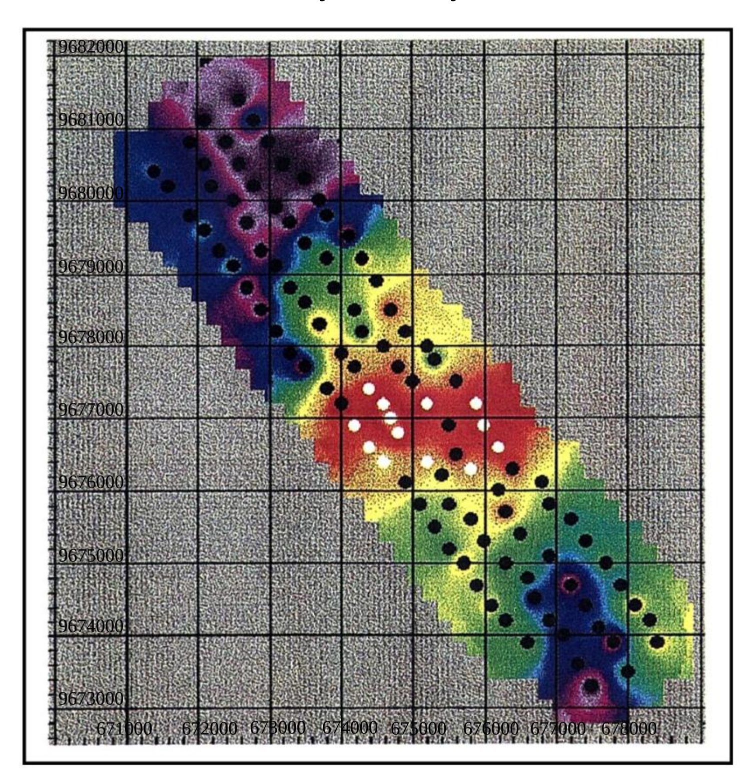


Figura 8.12 Valores extraíbles de lixiviación enzimática para Cs (red) y Tl (puntos). Valores de Tl (µg/kg): Negro/Púrpura/Azul < 1.5, Gris < 1.9, Blanco > 1.9. Valores de Cs (µg/kg): Negro/Azul/Púrpura < 1, Verde < 4, Amarilla < 5, Naranja < 8, Rojo > 8

Tabla 8.3 Sumario de correlaciones estadísticas entre elementos (nivel de confiabilidad en 95%), datos tomados en Chaucha para Lixiviación Enzimática

Elemento	Elementos covariantes	Valor R
Cl	Br Rb	0.52 0.44
V	Ti Ga	0.64 0.62
Co	Mn Ba	0.71 0.41
Cu (log)	Zn Mo (log)	0.41 0.79
Mo (log)	Cu (log)	0.79
Ni	Zn	0.52
Ga	Li V Ti	0.41 0.62 0.62
As	Co Au	0.56 0.89
Br	Ci Rb I Tl	0.52 0.56 0.46 0.41
I	Br Mo (log)	0.46 -0.80
Y	REE	>0.7
La	REE	>0.7
Tl	Br Zr I Cs Ba	0.41 0.48 0.41 0.51 0.51
Hf	Zr	0.47
Pb	Ba	0.48

Posiblemente la mayor limitación de la base de datos de lixiviación enzimática son las anomalías apicales (Cu, Mo, Au, y Pb) proporcionadas por técnicas convencionales de muestreo de suelos. En el caso de Cu, la distribución de los valores del 5% más prominentes de la población de lixiviación enzimática, es análoga a los datos de la Misión Belga (1986), como planteamientos para la justificación del uso de lixiviación enzimática. Los valores de lixiviación enzimática pueden crecer desproporcionalmente sobre los cuerpos de pórfidos ocultos por potentes sobrecargas de volcanosedimentos. En estas circunstancias, la respuesta convencional de suelos puede ser suprimida y la combinación y guía provista por las anomalías apicales de lixiviación enzimática (Br, I, etc.) proporcionarían una mejor guía que otras técnicas geoquímicas.

Valores condensados de lixiviación enzimática de Au: La detección de los valores condensados de lixiviación enzimática para Au en concentraciones superiores a 11 µg/kg en las cercanías de Chaucha confirma las observaciones previas (Williams et al., 1998; Williams & Gunn, 1999) de la formación de los complejos altamente móviles de Au en los suelos ricos en orgánicos del páramo. Correlaciones inversas con Cl predominante, excluyen las explicaciones relacionadas con la formación de los complejos volátiles de cloro. Un mecanismo más probable ha sido recalcado por Williams (1998), involucrando la formación in situ de complejos orgánicos de oro.

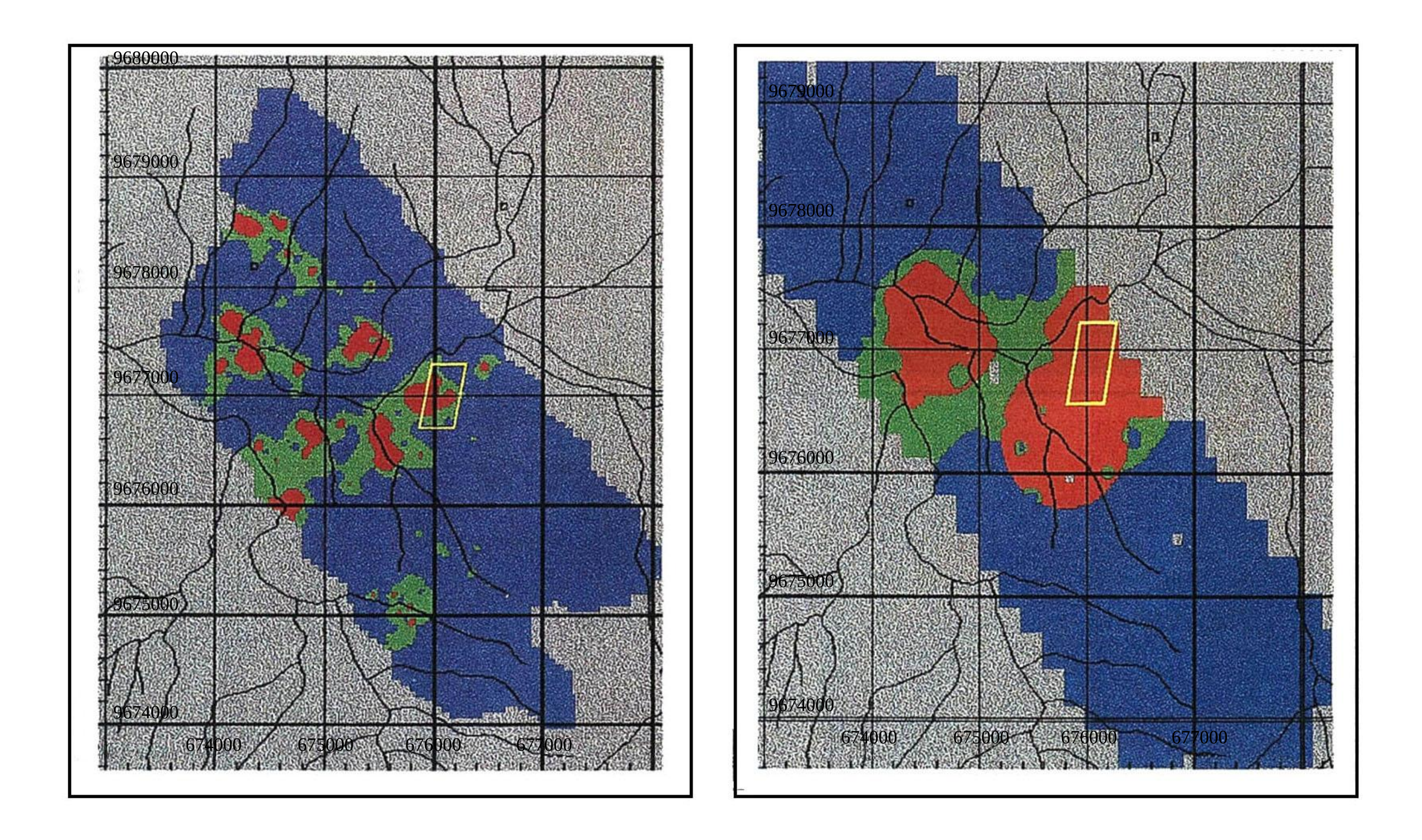


Figura 8.13 Distribución de los datos totales de suelos (datos de la Misión Belga, 1986) y lixiviación enzimática. Las anomalías (en rojo) están representadas en 95 percentiles en los dos casos, correspondiendo a 2000 ppm y 2000 µg/kg respectivamente. Aproximadamente los límites postulados para el cuerpo mineral de Naranjos están indicados en el polígono de color amarillo

8.3.5.5 Conclusiones

(i) La mineralización de Cu ha producido una clara respuesta a la lixiviación enzimática, con un amplio espectro de elementos guías (Cu, Mo, Au, Pb, Zn, Br, I, Cl, Tl, Ce, Ba, Rb) relativa a los registrados para los prospectos de Au epitermal en los Andes Ecuatorianos.

(ii) Las anomalías de tipo apical u oxidado caracterizan al prospecto de Chaucha, incluyendo anomalías de Cu-Mo que cubren aproximadamente 4 km^2 en el cuerpo mineral de Naranjos.

(iii) Elementos económicos como Cu, Mo, y Pb despliegan de la lixiviación enzimática una distribución análoga a los convencionales producidos en suelos (Fig. 8.13). Por lo tanto, la zonación en el sistema de pórfido con respecto a Cu-Mo y Pb está representada por los patrones de anomalías de lixiviación enzimática. Mientras éstas pueden disminuir la justificación del uso de lixiviación enzimática en ambientes como el de Chaucha, los valores en esta técnica pueden incrementarse marcadamente sobre depósitos de pórfidos cubiertos.

(iv) Las asociaciones estadísticas de Cs y Rb con los elementos de oxidación como I y Br son probablemente coincidentes. Los elementos anteriores están considerados como sensibles a la alteración hidrotermal más que a la migración anódica en una celda electrolítica.

(v) Las observaciones de las anomalías apicales de Au en la base de datos de lixiviación enzimática para Chaucha proporcionan interés para nuevos estudios en las especies (notablemente fases organometálicas) sujetas al procedimiento de liberación por Lixiviación Enzimática.

8.3.6 Integración y análisis de multi-bases de datos y producción de mapas de prospectividad

La creciente disponibilidad de datos geocientíficos en forma digital y la introducción de SIG en las dos últimas décadas ha provisto de una poderosa herramienta para la exploración mineral, particularmente para la identificación y categorización de áreas para explorar. Un SIG proporciona un eficiente acceso, visualización y el análisis de los datos espaciales de exploración de diversos tipos. Estos sistemas pueden ser utilizados para evaluar el potencial mineral de un área cuando se fundamentan en sólidos modelos genéticos o descriptivos de depósitos minerales.

Los nuevos mapas geológicos, de sedimentos fluviales y la información aerogeofísica producida por PICG (PRODEMINCA - Subcomponentes 3.3 y 3.4) constituye una excelente base para la exploración mineral en la Cordillera Occidental del Ecuador.

Esto puede ser observado en las marcadas anomalías geoquímicas que proporcionan los pórfidos de Cu ± Mo ± Au y depósitos epi-mesotermales relacionados, a diferencia, por ejemplo, de algunos depósitos epitermales de baja sulfuración (cf. Volumen 2) (ver Subsección 8.3.2). La integración de estos datos con un rango de datos digitales de exploración, los cuales incluyen información estructural de sensores remotos e información de ocurrencias minerales, han proporcionado los medios para identificar áreas prospectivas para mineralización metalífera en un amplio rango de tipos de depósitos. El sistema con base en SIG incorpora información relevante de planificación y límites ambientales (ej. parques nacionales).

9

RESUMEN Y CONCLUSIONES

El sistema de pórfido de Cu-Mo del Mioceno Superior Chaucha es del tipo plutónico inmaduro con zonación de alteración asimétrica bien definida. La asociación intrusiva que aloja la mineralización está situada en basamento metamórfico. Un estadio hidrotermal ortomagmático de nivel profundo establece la alteración potásica-propilítica y la mineralización diseminada zonada de Cu/Fe. Un levantamiento compresional rápido hace unos 10 Ma ocasionó una rápida descompresión, hidrofracturación e influjo masivo de aguas subterráneas en el sistema. La circulación convectiva dominada por fluidos meteóricos llevó al establecimiento de amplias zonas de alteración fílica, silicificación y mineralización en "stockwork" dentro de la cual los sulfuros de Cu removilizados se enriquecieron localmente. A continuación del levantamiento del Plioceno Superior y destechado del sistema porfídico, el sistema expuesto ha sufrido un grado variable de lixiviación supergénica y de enriquecimiento secundario a leyes de mena subeconómicas.

El sistema porfídico de Cu-Mo del Mioceno Final Junín es también del tipo plutónico, pero está emplazado a un nivel relativamente alto (hipoabisal). El sistema está situado en un enjambre de diques, controlados por fracturas/fallas que buzan moderadamente, y de hojas lenticulares y tiene una geometría tabular inclinada. El depósito fue formado en gran medida por circulación hidrotermal convectiva de fluidos predominantemente meteóricos a través de una red de fallas-fracturas: la alteración potásica temprana (estadio ortomagmático) estaba débilmente desarrollada, ampliamente obliterada por la alteración penetrativa hidrolítica y/o conservada a niveles más profundos. El sistema de pórfido se caracteriza por una mineralización en "stockwork" y un zonado de alteración-mineralización a gran escala pobremente definida, dominado por alteración fílica-argílica y silicificación más localizada con un halo periférico de propilitización. Las leyes hipogénicas económicas ocurren dentro del intervalo 200-400 m de profundidad. A causa de la geometría inclinada la expresión superficial de la mineralización está limitada y por tanto los procesos supergénicos de enriquecimiento no han contribuido significativamente al aumento de las leyes de la mena.

Las diferencias entre Chaucha y Junín están relacionadas, principalmente, con la profundidad de emplazamiento, la geometría de los depósitos y la edad de los eventos. El control fundamental de la situación de ambos sistemas parece ser las fallas al NE de segundo orden relacionadas con las fallas de rumbos NNE-SSW a N-S que limitan los terrenos. En el sector de Chaucha éstas han reactivado fallas del basamento que se bifurcan en abanico a partir del sistema de fallas Bulubulu. En el caso de Junín, fallas de acomodación de rumbo NE unen los sistemas de fallas Pilaló-Sigchos-Toachi y Pujilí. Con el régimen de esfuerzos remotos existente las fallas tienen una componente de movimiento dextral y las inflexiones E-W podrían ser intensamente dilatantes.

Los sistemas de pórfido-brechas del Mioceno Inferior Gaby-Papa Grande son esencialmente del tipo volcánico. Estos depósitos porfídicos comprenden múltiples fases intrusivas texturalmente diversas (diorítica/andesítica a tonalítica/dacítica), que varían de forma desde las tempranas con forma de jarra panzuda a los estadios tardíos de tapones y diques asociados con emplazamiento de chimeneas de brechas. La alteración potásica temprana controlada estructuralmente a penetrativa, acompañada por mineralización de baja ley ha sido suplantada y ampliamente sobreimpuesta por la fase principal de mineralización en “stockwork” caracterizada por alteración de Na-Ca (propilítica) y escasas vetillas con bordes de sericita de final de fase. Las chimeneas de brechas varían desde pre-mineralización magmáticas a hidrotermales de tardía-mineralización con silicificación localizada, turmalinización, albitización y alteración fílica-argílica. Las leyes de oro más destacadas están relacionadas espacialmente con las chimeneas de brechas hidrotermales y definen tres centros de altas leyes relativas. Estructuras volcánicas, posiblemente calderas de subsidencia, han sido tentativamente identificadas, pero faltan las volcanitas comagmáticas. La mineralización porfídica se supone situada en una falla o discontinuidad profunda curvilínea de rumbo SW a WSW que se ramifica en abanico desde una inflexión de la Zona de Fallas Bulubulu, en el mismo sentido que la Falla de La Tigrera. La situación estructural se considera relacionada con la intersección de fallas de rumbo NW a N que fueron los principales conductos de la mineralización vetiforme aurífera y que han controlado la extensión subsuperficial del complejo intrusivo. El sector de Papa Grande-Bella Rica está en el bloque descendido por la Falla Guanache de rumbo E-W en relación con el sector Gaby-Guadalupe en el Norte, con el resultado de que el complejo de brecha-pórfido de Gaby ha sido erosionado hasta niveles más profundos. La denudación ha mantenido la misma velocidad que la profunda meteorización, de modo que no se ha producido una acumulación substancial de material enriquecido supergénicamente.

Los sistemas de vetas epi-mesotermales auríferos aparecen en cada uno de los tres bloques fallados del campo minero Ponce Enríquez denominados Bella Rica, San Gerardo y Pijilí. La mineralización está alojada principalmente en volcanitas máficas (Unidad Pallatanga) y en menor extensión en las volcanitas suprayacentes de Saraguro e intrusivos menores. En el campo minero Bella Rica el principal enjambre de vetas tiene rumbo N a NW y localmente WNW a E-W en las proximidades de la Zona de Falla Río Guanache y la Brecha Cuy. Hay una relación espacial y genética clara con las intrusiones porfídicas en términos de mineralización-alteración y características paragenéticas. La mineralización es predominantemente mesotermal (Au + Cu + Ag ± As ± Zn ± Pb ± Bi-Te) con texturas epitermales de espacios abiertos y las características mineralógicas convirtiéndose cada vez más frecuentes en los niveles altos del sistema. La proximidad a las intrusiones porfídicas hacia el Norte y en profundidad es evidente por el comienzo del metamorfismo termal, los diques de andesita/microdiorita, los “stockworks” mineralizados y la alteración biotítica en las estructuras de veta principales. Hacia el Norte hay también un incremento en la turmalina y la magnetita y aparecen localmente trazas de molibdenita. La zonación lateral y vertical (ej. pirita vs. pirrotina) y metálica (Zn + Pb vs. Cu) puede también estar relacionada con la proximidad de la intrusión. Los desplazamientos verticales en las fallas transversales no parecen tener un efecto significativo en la zonación. La situación de los sistemas de vetas puede ser debido a la reactivación extensional, causada por un levantamiento magmático (updoming), de las estructuras cenozoicas compresivas NW-SE (ej. rampas a cabalgamientos de bajo ángulo).

La mineralización de oro del campo minero San Gerardo está espacial y genéticamente asociada con los complejos dacíticos-riolíticos intrusivos-extrusivos del Grupo Saraguro, la zona de falla de rumbo NW rellena de serpentinitas, el Río Chico y las estructuras relacionadas. La mineralización de Au + As ± Sb comprende vetas de cuarzo-carbonato auríferas pobres en sulfuros (vetas-brecha, vetas laminadas de rotura-sellado, rellenos de fisuras y zonas de vetillas-stringer). La mineralización rica en Sb está frecuentemente asociada a altas elevaciones con volcanitas dacíticas y a lo largo de la Zona de Falla de Río Chico. La mineralización en vetas al Sur de la Falla de Río Chico está alojada en estructuras subhorizontales a suavemente buzantes y está controlada principalmente por cabalgamientos de bajo ángulo y de estructuras de rampa. Estas estructuras tienen dirección NNW a WNW, fueron generadas durante una compresión directa/transpresión dextral NE-SW pre-25 Ma, durante la cual las serpentinitas de Río Chico se emplazaron tectónicamente. Las estructuras de veta mesotermales de rotura/sellado se piensa que están relacionadas con este evento. Las fases regionales extensionales subsecuentes y la rotación horaria general del campo de esfuerzos remotos llevaron a la reactivación de estas estructuras tempranas (sentido sinistral y movimiento lateral) y la brechificación hidráulica y tectónica bajo condiciones epitermales. La mayoría del oro entró durante la reactivación extensional. San Gerardo, en contraste con Bella Rica, se caracteriza por los valores elevados de Sb y Cd y muy bajos de Bi y Te. El contenido en plata es generalmente mucho más bajo excepto en las vetas de falla de Río Chico.

Las chimeneas de brechas mesotermales ricas en turmalina mineralizadas con Au-Cu-Mo están espacial y genéticamente relacionadas a los límites fundamentales de terrenos, del Cretácico Inferior a Superior, que han sido reactivados continuamente durante el Cenozoico. Están asociadas con cuerpos intrusivos de granodioritas-dioritas caracterizados por texturas porfídicas y mineralización débil en "stockwork". Las brechas tienen geometría de chimenea y de caparazón y son principalmente del tipo magmático-hidrotermal. En Tres Chorreras son post-datadas por brechas freáticas (diatrema) y sistemas de vetillas epitermales. El principal grupo de brechas ocurre dentro del Cinturón Tres Chorreras-La Playa que sigue el sistema de fallas Bulubulu hacia el Sur desde el área de Chaucha hasta su terminación imbricada en la Falla del Jubones. Las chimeneas de brechas se alojan dentro de las volcanitas Saraguro y están situadas siguiendo lineamientos de falla/fractura al NW o cerca de las intersecciones con las ramificaciones en abanico extensional del sistema Bulubulu, de dirección SW a WSW.

La chimenea de brechas rica en turmalina con Au-Cu-Mo-W de Mina Peggy está situada dentro de la Zona de Cizalla de Baños de rumbo NNE-SSW, que separa los terrenos de Alao y Loja en la Cordillera Real. Este sistema pasa hacia abajo a vetillas alimentadoras con la misma mineralización y alteración fílica. La chimenea de brechas está asociada con pequeñas intrusiones y diques de un pórfido riolítico intensamente alterado de edad Oligoceno medio. La situación de la chimenea de brechas Peggy en este límite de terrenos está relacionada con fracturas transversales de rumbo WNW.

Tabla 9.1 Perfiles de los depósitos porfídicos, Cordillera Occidental

Nombre	Gaby-Papa Grande (Nos. 208 & 214-216)	Chaucha (No. 46)	Junín (No. 6)
Ubicación	3 km de NE de Ponce Enríquez; 35 km NE de Máchala, Distrito Ponce Enríquez	6.5 km ESE del Carmen de Pijilí; 36 km SE de Naranjal, Distrito Chaucha	10 km NNW de García Moreno; 47 km WNW de Otavalo, Distrito Imbaoeste
Altura	Techo del pórfido Gaby ca. 500 msnm. Techo del pórfido Papa Grande ca. 800 msnm	Techo del cuerpo ca. 2200-2500 msnm	Techo del cuerpo llega a ca. 2600 msnm. Techo de la mineralización 2000-2200 msnm
Metales económicos	Oro, plata	Cobre, molibdeno	Cobre, molibdeno
Litología encajante	Pórfidos de hornblenda y/o feldespato y/o cuarzo de composición tonalítica (dacita) a cuarzo-diorita	Pórfidos de cuarzo y hornblenda de composición granodiorita (dacita)	Granodiorita y pórfidos de plagioclasa y/o cuarzo de composición granodiorita a diorita
Edad de mineralización	Mioceno Temprano (19.3 ± Ma)	Mioceno Tardío (9.77-12.0 Ma)	Mioceno Tardío (5.81-7.88 Ma)
Entorno geológico	Complejo intrusivo de varios cuerpos de pórfido (granodiorita a cuarzo diorita de tipo I) y brechas los cuales están intruidos dentro una secuencia basáltica de la Unidad Pallatanga de edad Cretácico Medio-Temprano. Siete fases de intrusión identificadas	Batolito Chaucha (tonalita/cuarzodiorita-diorita) el cual está intruido dentro de un basamento metasedimentario siliciclástico metamórfico de edad Triásico Tardío y superpuesto por volcanitas calco-alcalinas subaéreas del Grupo Saraguro de edad Terciario Medio-Tardío.	Batolito Apuela-Nanegal (granodiorita-tonalita hornbléndica) de edad 13-17 Ma el cual está intruido dentro de una secuencia metasedimentaria siliciclástica y volcanoclástica (Formaciones Cayo y Mulaute) de edad Cretácico Medio-tardío y antiguamente designado como parte del Grupo Macuchi
Marco tectónico	Terreno oceánico fragmentado por fallas de rumbo NW (componente de movimiento dextral pre-cenozoico y sinistral durante el Cenozoico), E-W (movimiento normal-sinistral) que separa dominios de diferentes niveles estructurales entre Gaby y Papa Grande y, NNE a lo largo de la cual se han emplazado diques de pórfido, y de N-S a NNW-SSE	Zona de falla Pallatanga-Bulubulu de rumbo NNE lo cual define el límite occidental del basamento metamórfico (corteza continental). Localización del plutón Chaucha sobre la Falla Chaucha de rumbo E-W.	Terreno de depósitos flyschoides entre la Unidad Pallatanga (corteza oceánica) de edad Cretácico Medio-temprano y el Grupo Macuchi (terreno de secuencia de cuenca marginal de edad Paleoceno a Eoceno Medio. Las estructuras principales y eje del batolito se orientan en dirección N-S y NNE-SSW. Fallas extensionales y diques de pórfido tienen un rumbo predominante ENE-WSW. Otras direcciones preferenciales son NW-SE y N-S
Rocas asociadas	Cuerpos de brecha intrusiva, ortomagmática e hidrotermal. Pequeños tachones y diques de pórfido hornbléndico y microdiorita del rumbo dominantemente NE	Cuerpos de brecha intrusiva e hidrotermal ("crackle breccias")	
Geometría	Pórfido de Gaby tiene una forma irregular con dimensiones máximas de 1.5×1.5 km. Cuerpos de pórfido feldespático en el sector de Guadalupe en el lado meridional están alargados WNW-ESE. Cuerpo mineralizado tiene la forma de un donut abierto al este y en profundidad. El pórfido de Papa Grande está alargado E-W y el margen lineal septentrional controlado por la Falla Guanache. Este cuerpo está bordeado, parcialmente incorporado y hacia arriba pasa a brecha magmato-hidrotermal polimíctica de exocontacto (Brecha Cuy). Dimensiones del pórfido/brecha: 0.9×0.7 km	Dos cuerpos de pórfido que se podrían unificar en profundidad. Pórfido de Tunas es alargado NW-SE con dimensiones de ca. 3×1.0 km y el margen SW controlado por Falla Pita. Pórfido de Gur Gur es alargado NE-SW con dimensiones de ca. 2×0.8 km y el margen SE controlado por Falla Ñag. Depósito principal de Naranjos está ubicado entre los dos pórfidos y es semielíptico en planta con dimensiones ca. 1.5×0.5 km	Plutón subcircular de granodiorita el cual constituyó el huésped tiene dimensiones 2.5×2 km. Numerosos mantos o diques de pórfido granodiorítico los cuales controlan la distribución de la mineralización intruyen en granodiorita. Estos cuerpos de pórfido son lenticulares, miden hasta 120 m de potencia y tiene rumbo ENE-WSW con buzamiento SSE 25-65°. Algunos están duplicados por fallas subparalelas, pero de más bajo ángulo de inclinación. Las zonas de mineralización tienen la misma orientación.
Textura/Estructura	Stockworks de fracturas y vetillas de cuarzo y sulfuros con un rumbo dominante al NW. Vetas anchas de cuarzo y arsenopirita con un azimut NW. Chimeneas de brecha hidrotermal con mineralización de alto grado. Vetamiento complejo y de multietapa y a veces muestra deslizamiento o brechificación intermineral	Diseminaciones, cubiertas de fracturas y localmente "stockworks" de vetillas de cuarzo y sulfuros Mineralización de veta predomina dentro la zona cuprífera central de Naranjos mientras las zonas periféricas son exclusivamente diseminadas	Diseminaciones y "stockworks" de fracturas y vetillas de cuarzo y sulfuros
Mineralogía de mena	Dominado por pirrotina y/o pirita y localmente arsenopirita con menores cantidades de calcopirita, bornita, esfalerita, magnetita y minerales de Bi Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina, cuprita y malaquita	Dominado por pirita, calcopirita, molibdenita y localmente bornita con menores cantidades de pirrotina, esfalerita, magnetita y hematita. Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina, digenita, cuprita, tenorita, Cu nativo, malaquita y azurita.	Dominado por calcopirita y/o bornita con cantidades menores de molibdenita, pirita, tennantita y localmente esfalerita y rara enargita Minerales secundarios de cobre incluyen cuprita, digenita, covelina, calcosina y malaquita
Mineralogía de ganga	Cuarzo, carbonato, baritina, epidota, clorita, sericita, esmectita, turmalina, esfena y rutilo	Cuarzo, feldespato, moscovita-sericita, biotita, clorita, carbonatos, caolín y rutilo	Cuarzo, sericita ± calcita
Mineralogía de alteración	Secuencia compleja de alteración asociada con la mineralización. Tres etapas principales de alteración superpuestas tal que no hay zonación marcada. Primero fue alteración potásica (biotita y flogopita) omnipresente lo que afectó todas las fases de intrusión y brechificación aparte del último. También este tipo de alteración se extendió a lo largo de estructuras exocontactos. La segunda fase fue alteración sódica-cálcica (propilitización) caracterizada por la presencia de clorita, epidota, actinolita, albita, carbonato y sulfuros Esto fue controlado estructuralmente y está asociado con la mayor introducción del oro dentro los pórfidos y rocas encajonantes. La tercer y última fase de alteración fílica (sericita) fue volumétricamente restringida a zonas de vetamiento de arsénico. Silicificación y turmalinización son localmente importantes	Zonación de alteración concéntrica con un núcleo de alteración potásica caracterizado por biotita secundaria rodeado con una zona intermedia de alteración fílica caracterizado por cuarzo-sericita y una zona periférica de propilitización (clorita, epidota, carbonatos y pirita). Una zona argílica con minerales del grupo caolín está desarrollada entre las zonas fílica y propilítica y dentro áreas pobremente delineadas en otras zonas. Silicificación está localizada dentro de la parte interna de la zona propilítica y alrededor cuerpos de brecha turmalinizados NB: No hay datos del PIMA	Zonación de alteración concéntrica en relación a la mineralización. Alteración potásica (cuarzo, feldespato-K, biotita-flogopita y sericita-moscovita) corresponde a la zona fuertemente mineralizada en profundidad. Alteración fílica caracterizada por sericita, fengita y clorita está localizada alrededor la zona potásica y más hacia fuera de éstas está la zona de alteración propilítica (plagioclasa-clorita-epidota) en las partes exteriores. Silicificación fuerte acompañada con sericitización está presente en las zonas bien mineralizadas. El patrón de alteración en la superficie es de un área extensa de alteración fílica rodeado con una zona propilítica que también está preservada en restos erosionales alejados. Las crestas en la parte central muestran alteración argílica debido a la meteorización. Alteración potásica no está expuesta en la superficie
Meteorización	Zona de oxidación y enriquecimiento secundario 10-30 metros de profundidad. Vestigios de alteración supergénica hasta 150 metros	Zona de oxidación/lixiviación 30-40 metros de profundidad (máx. 100 m) localmente con un sombrero de hierro. Zona de enriquecimiento secundario 50-60 metros (máx. 100 m) con subzonas dentro del proto-mineral a profundidades más altas	Zona de oxidación comúnmente 20-40 metros de profundidad (máx. 90 m). Enriquecimiento secundario localmente "telescopado": profundidad máxima de 65 metros y espesor hasta 40 metros.
Dispersión geoquímica	Geoquímica de suelos y sedimentos fluviales indica una zona de rumbo NW con valores anómalos de Au, Cu, Te, Mo y Bi. Algo de dispersión aluvio-coluvial cuesta abajo No hay datos	Geoquímica de suelos muestra anomalías fuertes de Cu (0.1-0.5%) y Mo (>0.01-0.25%) sobre la zona fílica anillada alrededor de un núcleo potásico estéril. Anomalías de plomo y zinc arreglado concéntricamente exterior a la zona de cobre. Algo de traslape entre las anomalías Cu y Zn, pero hay una contra-relación entre Zn y Mo. Valores anómalos de Au, Ag y W asociado con las brechas y zonas de silicificación	
Depósitos relacionados	"Stockworks", brechas y vetas exocontactos del tipo meso-epitermal. Oro eluvial y aluvial.	Vetas y brechas auríferas del tipo meso-epitermal	No hay depósitos directamente relacionados pero el pórfido está ubicado sobre una faja de rumbo NE donde hay otros pórfidos con mineralización de "stockwork" polimetálica y vetas mesotermales de oro

Tabla 9.2 Perfiles de campos auríferos meso-epitermales relacionados con pórfidos, Cordillera Occidental

Nombre	Campo Minero Bella Rica (Nos. 53, 207, 209-214, 217-221)	Campo Minero San Gerardo (Nos. 51, 196-200)	Campo Minero Zaruma Portovelo (Nos. 83-86, 88)
Ubicación	4-5 km al Este a SE de Ponce Enríquez; 35 km NE de Machala, Distrito Ponce Enríquez	7-8 km SSE de la Comunidad Shumiral; 43km NE de Machala, Distrito Ponce Enríquez	Sector de los pueblos de Portovelo y Zaruma con extensión hacia al norte hasta Arcapamba
Nivel de erosión	Máxima altura de 1129 msnm y un rango vertical de mineralización económica de ca. 800 msnm	Máxima altura de 1714 msnm y un rango vertical de mineralización económica de ca.700 msnm	Máxima altura de 1600 msnm y un rango vertical de mineralización económica de >1400 msnm
Metales económicos	Oro, plata (cobre)	Oro	Oro, plata, (cobre, zinc, plomo)
Litología encajante	Basaltos toleíticos lávicos, masivos y almohadillados, hialoclastitas, volcanoclastitas de composición andesítica-basáltica e intrusiones básicas subvolcánicas contemporáneas	Basaltos toleíticos lávicos, masivos y almohadillados, hialoclastitas, volcanoclastitas de composición andesítica-basáltica y cherts y a un nivel más alto volcanitas andesíticas-dacíticas (tobas y brechas) y complejos riodacíticos de lavas, tobas, brechas e intrusiones subvolcánicas	Lavas basalto-andesíticas y andesíticas, tobas andesíticas y dacíticas
Edad de mineralización	Terciario Tardío?	Terciario Tardío ?	Terciario Tardío (<15 Ma)
Entorno geológico	Una secuencia basáltica (Basaltos de Bella Rica) de la Unidad Pallatanga de edad Cretácico Medio-Temprano y espesor de más de 1 km, intruido por varios cuerpos de cuarzo-diorita a microtonalita porfídica (ej. Gaby, Guadalupe, Papa Grande) de edad Terciario Tardío. Hacia al Este esta unidad está cubierta discordantemente por volcanitas calco-alcalinas subaéreas del Grupo Saraguro de edad Terciario Medio-Tardío	Una secuencia basáltica (Basaltos de Bella Rica) con cuerpos de gabro y serpentinita contemporánea de la Unidad Pallatanga de edad Cretácico Medio-temprano. Complejos extrusivos-intrusivos riodacíticos y volcanoclásticos andesíticos-dacíticos con sedimentos siliciclásticos incluyendo brecha-conglomerados (riodacitas retrabajadas) suprayacentes forman relictos exteriores del Grupo Saraguro (edad Terciario Medio-tardío) en las partes más altas.	Una secuencia volcánica calco-alcalina dominada por andesitas (Unidad Portovelo) que forma una parte del Grupo Saraguro dominada por tobas dacíticas a riolíticas de edad Terciario Medio (Oligoceno) e intruido por stocks subvolcánicos de riolita y cuerpos de granodiorita de edad Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano
Marco tectónico	Terreno oceánico fragmentado por sobrecorrimientos de bajo ángulo con buzamiento SSW, fallas de rumbo NW-SE (Río Tenguel, Río Margarita) los cuales delimitan el campo aurífero de Bella Rica (componente de movimiento dextral pre-Cenozoico y sinistral durante el Cenozoico), E-W y NE-SW (movimiento normal-sinistral) que separa dominios de diferente niveles estructurales, NNE-SSW a lo largo de la cual se han emplazado diques de pórfido y de N-S a NNW-SSE con movimiento normal-dextral los cuales forman el sistema de vetas	Terreno ofiolítico superpuesto con magmatismo calcoalcalino entre las fallas de Río Tenguel y Río Chico con rumbo NW. Sector caracterizado por apilamiento tectónico por sobrecorrimientos y fallas inversas con buzamiento SW. Fallamiento conjugado (NE-SW y NW-SE) con movimiento tanto normal como inverso dentro de los bloques de sobrecorrimiento. Algunas rampas de sobrecorrimiento están localizadas a lo largo de contactos con cuerpos de riodacita. Fracturas de segundo orden relacionadas con las rampas buzan NE y SW	Terreno volcánico calco-alcalino subyacido por corteza continental. Este basamento pre-Mesozoico llamado el Complejo Metamórfico El Oro está expuesto al sur de Falla Piñas y dentro de ventanas en el Grupo Saraguro. El sistema Zaruma-Portovelo está delimitado norte y sur por dos fallas principales de rumbo NW (Fallas Piñas y Puente Busa-Palestina). Estas fallas muestran movimiento dextral-normal. Hay un juego conjugado de fallas de rumbo NE con desplazamiento lateral-izquierdo. También ha sido reportado una serie de estructuras subcirculares concéntricas relacionada con un centro volcánico. La mineralización está alojada en estructuras de rumbo N-S ("dilational jog")
Rocas asociadas	Cuerpos de brecha intrusiva, ortomagmática e hidrotermal. Pequeños tachones y diques de pórfido hornbléndico y microdiorita de rumbo NE, los cuales son apófisis de los cuerpos principales	Cuerpos de microdiorita y pórfido de cuarzo, brechas intrusivas y magmato-hidrotermal, diques de guijarros	Intrusiones de riolita (stocks, diques y mantos) pequeñas parcialmente cubiertas con flujos y tobas ácidas subaéreas coetáneas
Geometría	Sistema de vetas mineralizadas de rumbo NNW y buzamiento hacia el Este (28-82°) que extiende ca. 3 km y alcanza una máxima anchura de ca. 1.3 km. La mayoría de vetas tienen una dirección N-S y son verticales o subverticales, pero pueden variar hasta WNW-ESE con inclinaciones bajas a moderadas y muestran inflexiones abiertas en forma de Z. En el bloque al norte de la Falla del Río Guanache (E-W) el cual muestra un nivel más erosionado y profundo las vetas son relativamente escasas y localizadas adentro o a lo largo de los contactos	Varios sistemas de vetas mineralizados. Sector El Encanto: vetas de rumbo dominante NW-SE y buzamiento al noreste (10-48°) Sector Tres Cruces/Qda. Las Minas: vetas de rumbo ENE y buzamiento al SSE (18-46°) Sector Las Paralelas: vetas de rumbo NNW con buzamiento al ENE (36°) localmente pasa al NW Sector La Fortuna: vetas de rumbos NNW-SSE con buzamientos al WNW (40-85°). NW-SE hasta WNW-ESE con buzamientos cada lado de 10-60° y NE-SW hasta ENE-WSW con buzamiento	Sistemas de vetas mineralizadas que se extienden continuamente por más de 15 km N-S con una anchura máxima de 4 km y extensión vertical de 1.4 km. La potencia de las vetas principales varía entre 0.2 y 2.7 metros con un promedio de 1.3 metros. La mayoría de vetas toman un rumbo N-S con buzamientos de 40-90° al Este, pero localmente pasa al NW-SE. Los sistemas de vetas están cortados por fallas transversales con rumbo NE y desplazados por fallas normales con buzamiento de bajo ángulo hacia al Oeste
Textura/Estructura	Los sistemas de vetas mineralizadas se anastomosan, forman abanicos imbricados (colas de caballo) y localmente dúplexes extensionales de escala métrica a decamétrica. Las vetas muestran estructuras de cinta con lentes de sulfuro masivo y reemplazamientos de inclusiones y pantallas de la roca encajonante. Son vetas complejas de multietapa con deslizamiento y brechificación intermineral y recristalización. Hay rellenos de fisuras dilatadas y ejemplos de coloformes, cavidades drusiformes y texturas de peine principalmente en las fases tardías. Rellenos e impregnaciones (diseminaciones y reemplazamientos totales) de las matrices de las brechas hidrotermales. "Stockworks" de fracturas y vetillas finas de pirita asociados con las vetas y brechas en la vecindad de los pórfidos	Hay dos estilos de mineralización de veta: vetas tensionales planas y, vetas dilatacionales de falla ("crack-seal"). Vetas de falla tienen zonas de deslizamiento y brechificación. Las estructuras mineralizadas comúnmente tienen dos (o más) vetas paralelas que muestra textura de cinta multietapa y una forma lenticular ("pinch & swell"). Estructuras incluyen dúplexes, espuelas, juegos anastomosados y colas de caballo. "Stockworks" de vetillas finas se han desarrollado dentro (entre las vetas principales) y próximo a las zonas mineralizadas. Sulfuros remplazan las películas/pantallas de roca intraveta y también en la forma de diseminaciones finas asociadas con los "stockworks". Hay mucho desplazamiento de vetas por fallas post-mineral paralelas y oblicuas a las zonas mineralizadas	Mineralización de veta muestra características típicas de relleno de fisuras abiertas (estructuras de peine, coloformes, textura de cinta y drusas) y refleja ciclos repetitivos de deposición. Hay dos fases principales de mineralización superpuesta: mesotermal (rica en metales bases) y epitermal (rica en metales preciosos). Localmente las vetas epitermales tienen fragmentos de asociación mineralógica mesotermal
Mineralogía de mena	Dominado por pirrotina y/o pirita y localmente arsenopirita o calcopirita con menores cantidades de esfalerita, galena, hematita y trazas de molibdenita, tetraedrita, estannita, jamesonita, altaíta, discrasita, hessita, teluros de Bi, bismuto nativo, marcasita, magnetita y raramente oro nativo. Minerales secundarios de cobre incluyen cobre nativo, cuprita, calcosina, covelina, digenita y malaquita. Finura del oro: 730-950 (Av. 15-20% Ag)	Dominado por arsenopirita y/o pirita y localmente estibina y menores cantidades o trazas de oro nativo, pirrotina, calcopirita, esfalerita y molibdenita Finura del oro: 860 (14% Ag)	Pirita, calcopirita, esfalerita y galena con cantidades menores de tetraedrita, tennantita, enargita, bournonita, oro nativo, magnetita, marcasita y localmente bornita Finura del oro: 650-870 (13-35% Ag) Minerales secundarios de cobre incluyen covelina, calcosina y malaquita
Mineralogía de ganga	Cuarzo, carbonato (calcita >> Fe dolomita), epidota, clorita, sericita-moscovita, biotita, turmalina, calcedonia, ankerita, esmectita y baritina (solo en "stockworks")	Cuarzo, carbonato (calcita y dolomita), clorita y epidota	Cuarzo, adularía, calcita, fluorita, clorita y epidota
Mineralogía de alteración	Alteración potásica caracterizada por flogopita y biotita está extensamente desarrollada en los pórfidos mientras que en las volcanitas este tipo de alteración está localizada dentro de brechas, "stockworks" y vetas mesotermales solamente en las zonas próximas de las intrusiones. La alteración hidrotermal más notable y pervasiva es la propilitización (albita, actinolita, clorita, epidota, calcita y zeolitas) acompañada por pirita o pirrotina diseminada y en fisuras de "stockwork". Turmalinización está asociada con las brechas, "stockworks", fallas y vetas en los sectores de Guanache Alto y Guadalupe y próxima a los pórfidos. También hay silicificación localizada especialmente en las inmediaciones de las vetas.	En las andesitas y basaltos hay una sobrecarga de alteración propilítica caracterizada por clorita intermedia y carbonatos superpuesta sobre propilitización (clorita + epidota) a la escala del distrito. Las riodacitas muestran alteración fílica-argílica (sericita, illita, clorita) la cual están enmascarada por alteración supergénica intensa a minerales del grupo caolín. Silicificación localizada en zonas de vetamiento	Hay dos tipos de zonación de alteración: un patrón concéntrico de escala-km alrededor del centro volcánico y una zonación de escala-métrica en las rocas encajonantes de las vetas individuales. Propilitización pervasiva es una característica regional de las andesitas del Formación Célica y ésta rodea un núcleo subcircular de silicificación y alteración argílica. En la escala-métrica las aureolas de alteración en las rocas encajonaste de las vetas muestran un conjunto de minerales cuarzo-clorita-sericita-adularia-calcita ± pirita próximo a la mineralización. Hay una transición secuencial afuera de las vetas hacia alteración argílica y propilítica. Parches ricos en sericita-illita y adularia están localmente superpuestos sobre la zona propilítica
Meteorización	Oxidación fuerte en las vetas que cruza la cumbre de Loma San Jorge entre 1100 y 1000 msnm y a lo largo de las vetas de falla reactivadas a más baja altitud (800 msnm) pero no hay datos fijos	Meteorización fuerte (argilización intensa) en las rocas riodacíticas, pero no hay datos sobre los límites/cambios con profundidad	Cerca de la superficie ocurren muchos óxidos de hierro y manganeso, pero no hay datos sobre los límites/cambios con profundidad
Dispersión geoquímica	Geoquímica de suelos y sedimentos fluviales indican una zona de rumbo NW con valores anómalos de Au, Cu, Te, Mo y Bi. Algo de dispersión aluvio-coluvial cuesta abajo. Levantamiento geoquímico de orientación indica que Cu (> 0.01 %) y As (> 0.02 %) y en menor medida Pb y Ag son los mejores guías de la mineralización vetiforme	Anomalía fuerte y extensa de oro en los sedimentos fluviales (-80#) en un área de 7×2 km lo cual parece ser espacialmente relacionado con los complejos volcánicos/subvolcánicos riodacíticos. Fuerte correlación entre Au y As en el subsuelo. Baja correlación entre Au y Ag y falta de valores anómalos de Cu, Pb y Zn	Levantamiento geoquímico de suelos muestra una buena correlación entre las anomalías detectadas Cu (>310 ppm), Pb (>746 ppm) y Zn (>1000 ppm) y las estructuras mapeadas o sus supuestas extensiones hacia el norte. Esto es el caso particularmente para el Cu y el Zn y en menor grado para el Pb y Ag. No existe datos para el oro. Sin embargo, estas anomalías son algo discontinuas, reflejando una posible distribución irregular de la mineralización potencialmente económica dentro de las estructuras
Depósitos relacionados	"Stockworks", brechas y vetas exocontactos del tipo meso-epitermal. Oro eluvial y aluvial.	Stockworks. Oro aluvial	Sistemas de vetas periféricas de baja sulfuración (Ayapamba, Minas Nuevas y El Tablón). Minas Nuevas ocurre al norte de la Falla Puente Busa-Palestina y desplazado sinistralmente

Tabla 9.3 Perfil de los depósitos de chimeneas de brechas mesotermales con turmalina. Cinturón Tres Chorreras-La Banda. Distrito Azuay

Nombre	La Tigrera (No. 229)	La Playa (Nos. 62-66, 231-300)
Ubicación	Cordillera Occidental, ca. 20 km al NE de Pasaje	Cordillera Occidental, ca. 21 km al NE de Pasaje
Altura	Vetillas a 1600 msnm	1470 msnm. Desarrollo vertical de la chimenea de ca. 100 m
Metales económicos	Oro	Oro, cobre, molibdeno
Litología encajante	Granodiorita hornbléndica La Soledad, que intruye en ignimbritas dacítico-riolíticas del Grupo Saraguro (Eoceno-Oligoceno)	Pórfido cuarzo-feldespático dentro de los materiales del Grupo Saraguro (Eoceno-Oligoceno)
Edad de mineralización	Mioceno Medio ?	Mioceno Medio ?
Entorno geológico	Arco continental sobre un arco de islas. Terreno Piñón-Macuchi	Arco continental sobre un arco de islas. Terreno Piñón-Macuchi
Marco tectónico	Posible control estructural de las intrusiones granodioríticas por fallas NW y NNE	Posible control estructural de las intrusiones granodioríticas por fallas NW y NNE
Rocas asociadas	Granodiorita hornbléndica con magnetita Pórfidos cuarzo-feldespáticos. Ignimbritas riodacíticas-riolíticas	Pórfido cuarzo-feldespático e ignimbritas dacíticas-riolíticas
Geometría	Zonas irregulares dentro de la montera de oxidación de la granodiorita La Soledad Chimeneas de brechas asociadas	Una chimenea subcilíndrica de unos 25 m de diámetro y unos 100 m de altura mínima. Presenta fallas anulares enriquecidas. Fracturas dominantes subhorizontales dentro de la chimenea que desaparecen fuera de ella y controlan la brechificación
Textura/Estructura	Stockwork de vetillas centimétricas de cuarzo y turmalina, con parches de pirita de varios cm. Localmente drusas de cuarzo. Diseminación de pirita en las salbandas. Pirita residual dentro de los óxidos de hierro	Brechas de clastos angulosos cementadas por la mineralización En ocasiones brechas de clastos tabulares dispuestos paralelamente a la fracturación dominante (subhorizontal). Cavidades con drusas de cuarzo y turmalina, oro libre
Mineralogía de mena	Pirita, oro, goetita, hematita, limonita y magnetita	Pirita, calcopirita, oro, bornita, covelina, hematita, magnetita, molibdenita, malaquita
Mineralogía de ganga	Cuarzo, turmalina, feldespato potásico, clorita, actinolita, esfena	Cuarzo, turmalina, clorita, epidota
Mineralogía de alteración	Propilitización de la granodiorita en la zona del stockwork (Clorita Fe + Int, actinolita). Sericitización más restringida a las vetillas (sericita, fengita, paragonita, flogopita) Intensa argilización meteórica que enmascara las zonas	Silicificación muy intensa y previa a la mineralización. Cloritización muy suave (Clorita Fe). Ambas alteraciones crean un halo más amplio que la chimenea. Sericitización y argilización en los bordes de los clastos <1 cm (sericita, illita, flogopita). Argilización meteórica, principalmente en las fracturas anulares
Meteorización	El yacimiento explotado es un sombrero de oxidación desarrollado sobre el stockwork. La potencia estimada es ca. 100 m, la falta de datos precisos impide conocer su límite inferior. La argilización es intensa en algunos sectores (caolinita, halloysita, montmorillonita, gibbsita)	Argilización suave en toda la parte observable de la chimenea e intensa a favor de las fracturas anulares (caolinita, halloysita, montmorillonita, gibbsita)
Dispersión geoquímica	No se conoce la existencia de estudios geoquímicos sistemáticos en el sector	No se conoce la existencia de estudios
Depósitos relacionados	Chimeneas de brechas Turm-Au: Micro, La Playa, La Banda, Ensillada, Los Brujos, Las Bolsas, Tiburón, El Pilar y Los Huecos	Stockwork de La Tigrera Chimeneas de brechas mineralizadas: La Banda, Ensillada, Los Huecos, Los Brujos, Las Bolsas, Tiburón, El Pilar

Dado que por definición los depósitos descritos en este volumen están espacial y genéticamente relacionados con intrusiones, el control individual más importante para su situación es la estructura. Ésta a su vez depende de la tectónica regional y de los cambios evolutivos en el régimen de esfuerzos remotos. En términos más simples, a niveles corticales epi-mesotermales el magmatismo intrusivo y los sistemas hidrotermales están situados preferencialmente dentro de las estructuras dilatantes. La revisión de la tectónica regional, las épocas metalogenéticas y la situación de los depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones sugieren lo siguiente:

(i) Los depósitos están espacialmente relacionados con las zonas de falla de rumbo andino del N al NE, y sus abanicos imbricados de segundo orden o sigmoides.

(ii) Las estructuras de segundo orden más favorables son de NE-WE hasta ENE-WSW que, durante un régimen regional transpresivo dextral son fundamentalmente extensionales.

(iii) La situación específica de los depósitos está relacionada generalmente con las intersecciones con las estructuras transversales NNW y WNW.

(iv) El magmatismo y la mineralización hidrotermal asociada normalmente ocurren durante los períodos de cambio en el régimen de esfuerzos remotos, especialmente al comienzo de los episodios extensionales que siguen a los episodios compresivos acelerados.

Se ha demostrado que las imágenes de satélite, particularmente RADARSAT, son una poderosa herramienta para el reconocimiento de las estructuras a escala regional y de distrito, expresándose frecuentemente como rasgos mayores del relieve o drenajes rectilíneos. La iluminación oblicua constante y la supresión de los detalles espaciales permiten discernir los patrones regionales, especialmente la alineación de rasgos discontinuos. Las estructuras de menor escala, que pueden tener orígenes y significados diferentes, pueden ser interpretadas usando fotografías aéreas de alta resolución o sensores remotos aerotransportados. Los dos acercamientos al tema pueden ser contemplados como complementarios y se potencian mutuamente en su uso conjunto. Las imágenes aeromagnéticas no han estado disponibles a tiempo de ser usadas en esta evaluación, pero deberían ser un gran apoyo para la identificación de discontinuidades significativas, especialmente las fallas del basamento ocultas por coberteras volcano-sedimentarias delgadas.

Se ha encontrado que la hidrogeoquímica es una técnica de exploración geoquímica efectiva en los Andes Ecuatorianos donde hay abundancia de corrientes perennes. En el área de Chaucha las anomalías fueron detectadas con facilidad, independientemente del régimen de flujo, pero el grado de dispersión secundaria no es tan grande como en los sedimentos fluviales. Para reconocimientos a escala de sub-distrito y programas de seguimiento se recomienda la hidrogeoquímica como una alternativa viable, o un suplemento, de los estudios de sedimentos fluviales. Para la geoquímica de suelos a escala de prospecto se evaluaron varias técnicas de extracción parcial. Los patrones de anomalía de lixiviación enzimática sobre el sistema de pórfido de Cu-Mo de Chaucha fueron muy análogos a los de los grupos de datos convencionales. Mientras que la ventaja de usar este método en cuerpos minerales expuestos es pequeña, puede tener aplicabilidad en los depósitos porfídicos profundamente ocultos.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo descrito en este informe no habría sido posible sin la generosa ayuda y colaboración de varias compañías mineras y de exploración nacionales e internacionales, incluyendo BIRA S. A., Ecuadorian Minerals Corporation (EMIDEL S. A.), ECUANOR, Grant Mining Ltd., Newmont Overseas Exploration Ltd., ODIN Mining International Inc., PROMINEX S. A., C. Puig & Asociados S. A. (CEMINSA) y Río Amarillo Ltd. También es necesario dar las gracias a las Cooperativas Mineras de Bella Rica, Unión y Progreso (San Gerardo) y 6 de Octubre (La Tigrera).

Este estudio fue realizado con la colaboración de CODIGEM (hoy DINAGE) y la asistencia de los Ings. Luis Mosquera, Carlos Ortiz, Nancy Inca (mineralogía), Aracely Lima (informática) y la Geóloga Yaira Vera, que es sinceramente reconocida. También se agradece la contribución de los consultores nacionales de corto plazo Ings. Bernardo Beate, José Gilces y Bayardo Rosero.

Un importante apoyo para el proyecto fue brindado por el consultor internacional Dr. Richard Jemielita y el personal del BGS, Drs. Mike Styles (mineralogía), Martin Williams (geoquímica), Anthony Dennis (análisis espectral del PIMA), Eugene O'Connor (procesado de imágenes de satélite), Sra. Gaynor Collins (diseño de la base de datos) y Russell Lawley (instalación del SIG).

La ayuda en la traducción de este informe de la Ing. Alina Gaibor y de la Srta. Fabiola Alcocer es también muy apreciada.

Ajedrez Estudio Gráfico diagramó los documentos, que han sido revisados varias veces por sus autores principales: Peter Pittfield y Emilio González (BGS), y por Luis Mosquera (DINAGE), Raúl Núñez y Antonio Bermeo (UCP-PRODEMINCA).

REFERENCIAS

Alfaro, M. (1980). Informe preliminar, proyecto de exploración, Distrito Minero de Portovelo, Provincia de El Oro, Ecuador. B.I.D. - D.G.G.M., Quito.

Aguirre, L. & Atherton, M.P. (1987). Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador. Journal of Metamorphic Geology, 5, 473-494.

Allen, D.G. (1993). Geological, Geochemical and Geophysical Report on the Peggy Property, Azuay Province - Ecuador, for Ag Armeno Mines & Minerals Inc. 23 p. 1 anexo geofísica, 1 anexo resultados geoquímica, 5 planos de túneles, 2 mapas.

Allen, D.G. (1994a). Drilling Report on the Peggy Property Azuay Province - Ecuador, for Curlew Lake Resources Inc. and Ag Armeno Mines & Minerals Inc. 18 p. (22 registros de perforaciones, resultados de análisis, 9 mapas - Geol. y Geoqu.)

Allen, D.G. (1994b). Summary Geological Report on the Chaucha Concession. Unpub. Rep. Ag Armeno Mines & Minerals Inc.

Andrade, N. de J. (1911). Las minas de Zaruma. Quito.

Arribas, A., Jr. (1995). Characteristics of high-sulphidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. En: Thompson, J.F.H. (ed.), Magmas, Fluids and Ore Deposits: Mineralogical Association of Canadá. Short Course, 23, 419-454.

Aspden, J.A., Bonilla, W. & Duque, P. (1995). The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. British Geological Survey, Overseas Geology and Mineral Resources, 67, p. 63 (1 mapa).

Aspden, J.A., Harrison, S.H. & Rundle, C.C. (1992). New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, 6, 77-96. https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90019-U

Aspden, J.A. & McCourt, W.J. (1986). Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia. Geology, 14, 415-418.

Aspden, J.A. & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. En: R.A. Oliver, N. Vatin-Perignon & G. Laubacher (eds.), Andean geodynamics. Tectonophysics, 205, 187-204. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7

Aspden, J.A. & Viteri, F. (1987). Informe técnico de la comisión realizada del 6 al 26 de agosto de 1987 en las provincias de Azuay, Morona-Santiago, Cantón Sigsig-Oña y Yacuambi, INEMIN, N° 4513, 14 de septiembre de 1987.

Aucott, J.W., Puig, C., Quevedo, L. & Baez, N. (1979). Exploración geoquímica regional en la central occidental del Ecuador (Proyecto San Miguel). Institute of Geological Sciences, Nottingham, UK.

Baldock, J.W. (1982). Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1.000.000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, 54 p.

Baldock, J.W. & Longo, R. (1982). Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador, escala 1:1.000.000.

Baragwanath, J.G. (1912). Notes on the geology of the Zaruma Mines, Ecuador. Columbia University School of Mines, 33, 161-165.

Barnes, H.L. (1975). Zoning of ore deposits: Types and causes. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 69, 295-311. https://doi.org/10.1017/S008045680001526X

Beacon Hill Consultants (1993). A Review of the Chaucha Copper Deposit. Unpublished Report, Kookaburra Gold Corp.

Bean, R.E. & Titley, S.R. (1981). Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. Economic Geology, 75th Anniversary Vol., 235–263.

Beane, R.E. (1994). A graphic view of hydrothermal mineral stabilities. En: D.R. Lentz (ed.), Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems: Geological Association of Canada. Short Course Notes, 11, 1–30.

Billingsley, R. (1926). Geology of the Zaruma Gold district of Ecuador. American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, 74, 255–275.

Bingham, S. (1997). Geology of the Tres Chorreras Project, Grantmining Internal Report, 14 p., 5 maps.

Bolaños, J. (1997). Geological Framework, Mineral Occurrence, Structures and New Prospective Zones of the Tres Chorreras Mining Property, Grantmining Internal Report, 45 p., 1 map.

Boyle, W. (1979). Geochemistry of gold and its deposits. Geological Society of Canada, 20.

Bradshaw, P.M.D., Thompson, I., Smee, B.W. & Larsson, J.O. (1974). The application of different analytical extractions and soil profile sampling in exploration geochemistry. Journal of Geochemical Exploration, 3, 209–225.

BRGM/CODIGEM (1992). Cooperación Franco-Ecuatoriana en el Campo Minero, 289 p., 2 annexes.

Bristow, C.R. & Hoffstetter, R. (1977). An annotated bibliography of Ecuadorian geology. Institute of Geological Sciences, Overseas Geology and Mineral Resources, 58, 38 p.

British Geological Survey & Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (1993). National geological map of Ecuador, scale 1:1,000,000. Keyworth, Nottingham; BGS, and Quito; CODIGEM.

British Geological Survey & Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (1997). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 3°-4°S, escala 1:200.000. Keyworth, Nottingham; BGS, y Quito; CODIGEM.

British Geological Survey & Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (1997). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 2°-3°S, escala 1:200.000. Keyworth, Nottingham; BGS, y Quito; CODIGEM.

British Geological Survey & Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (1997). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 1°-2°S, escala 1:200.000. Keyworth, Nottingham; BGS, y Quito; CODIGEM.

British Geological Survey & Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (1998). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°-1°S, escala 1:300.000. Keyworth, Nottingham; BGS, y Quito; CODIGEM.

Buchanan, L.J. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. En: W.R. Dickinson & W.D. Payne (eds.), Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera. Arizona Geological Society Digest, 14, 237–262.

Burnham, C.W. (1979). Magmas and hydrothermal fluids. En: H.L. Barnes (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. John Wiley & Sons, p. 71–136.

Burnham, C.W. (1985). Energy release in subvolcanic environments: Implications for breccia formation. Economic Geology, 80(6), 1515–1522. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1515

Chao, T.T. (1984). Use of partial dissolution techniques in geochemical exploration. Journal of Geochemical Exploration, 20, 101–135. https://doi.org/10.1016/0375-6742(84)90078-5

Chiaradia, M. & Fontboté, L. (1999). Preliminary new lead isotope data on ores and rocks of Ecuador: assessing metal sources in a complex subduction-related environment. En: C.J. Stanley et al. (eds.), Mineral deposits: processes to processing. Proceedings of the 5th biennial SGA meeting, London, England, 22–25 August 1999, Balkema, Rotterdam, p. 1315–1318.

Clark, J.R. (1993). Enzyme-induced leaching of B-horizon soils for mineral exploration in areas of glacial overburden. Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy, 102, B19–B29.

Clark, J.R. (1995). Concepts and models for the interpretation of enzyme leach data for mineral and petroleum exploration. En: Enzyme Leach: Model, Sampling Protocol and Case Histories. Activation Laboratories, Ontario.

Clarke, M.G.C. (1989). Contribution to the understanding of the mineral potential of the southern Ecuadorian Andes. British Geological Survey Technical Report No. WC/89/12/R., 49 pp.

Concepción, R.A. & Cinco, J.C., Jr. (1989). Geology of the Lepanto–Far Southeast gold-rich copper deposit. En: Proceedings of the 28th International Geological Congress, 1, 319–320.

Cooperación Franco-Ecuatoriana (1992). Cooperación Franco-Ecuatoriana en el Campo Minero, BRGM y CODIGEM, 190 p., 2 anexos.

Cox, D.P. & Singer, D.A. (1988). Distribution of Gold in Porphyry Copper Deposits. U.S. Geological Survey, Open-File Report 88-46, 23 p. https://doi.org/10.3133/ofr8846

De Coster, A. (1986). Metallogenic Study of the Mineralization St. San Bartolomé and Sigsig (Cuenca, Ecuador). Internal Report, Musée Royal d'Afrique Céntrale, Bruxelles.

Delaney, P.T. (1982). Rapid intrusion of magma into wet rock: groundwater flow due to pore pressure increases. Journal of Geophysical Research, 87, 7739–7756. https://doi.org/10.1029/JB087iB09p07739

DGGM (1985). Ecuador hacia el desarrollo minero. Dirección de Comunicación Social del Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. Quito.

Dirección General de Geología y Minas - Naciones Unidas (1979). Mineralización de Cobre-Molibdeno - Chaucha, Ecuador. DGGM Publication No 7, Quito.

Dirección General de Geología y Minas y Institute of Geological Sciences (1982). Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador (1:1,000,000), Quito.

Dirección General de Geología y Minas - INEMIN (1989). Estudio del Yacimiento de Cobre Porfídico de Chaucha - Informe Final. Unpub. Rep. D.G.G.M. - INEMIN.

DGGM-PREDESUR (1984). Informe técnico del Proyecto Fierro Urcu. DGGM, Quito.

Dirección Nacional de Geología y Minas (1973). Mapa geológico del Ecuador, Saraguro, Hoja 55 (1:100,000), Quito.

Dirección Nacional de Geología y Minas (1975). Mapa geológico del Ecuador, Gonzanamá, Hoja 57 (1:100,000), Quito.

Dirección Nacional de Geología y Minas & Institute of Geological Sciences (1982). Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador (1:1,000,000), Quito.

Dunkley, R., Gaibor, A. & Bolaños, J. (1995). Geochemical orientation survey, Río Junín. Report No. 5. Programa de Información Cartográfica y Geológica, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. CODIGEM-BGS, Quito.

Dunkley, P. & Gaibor, A. (1997a). Geology of the area between 2 and 3 degrees south, Western Cordillera, Ecuador. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información Cartográfica y Geología (PICG), Reporte No. 2, CODIGEM-BGS, Quito.

Dunkley, P. & Gaibor, A. (1997b). The control of quality of geochemical data. Report No. 6. Programa de Información Cartográfica y Geológica, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. CODIGEM-BGS, Quito.

Echeverría, M. (1998). Informe Fotogeológico, Sector de la Mina La Soledad-La Tigrera, no publicado, 8 p.

Edwards, L.S. (1981). Mission Report - Proyecto Minero Chaucha, Ecuador. D.G.G.M. - AGCD, Quito.

Egüez, A. (1986). Evolution Cénozoique de la Cordillére Occidentale Septentrionale d'Equateur (0°15’ à 1°10’S). Les minéralisation associées. Unpub. PhD thesis; Université Pierre et Marie Curie. Paris.

Egüez, A. & Aspden, J.A. (1993). The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. Second ISAG, Oxford, UK.

Emmons, S.F. (1938). Diatremes and certain ore-bearing pipes. Am. Inst. Mining Metall. Engineers Tech. Pub. 891, 1-15.

Entwistle, L.P. (1982). Minera Austral S.A.

Erickson, G.E. (1961). Revisión de la Geología del Ecuador. US-AID Mission to Ecuador, SNGM - Archivo Técnico N. 622-1.

Etheridge, M.A., Wall, V. & Cox, S.F. (1984). High fluid pressures during regional metamorphic and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. Journal of Geophysical Research, 89, 4344-4358. https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04344

Feininger, T. (1978). Mapa geológico de la parte occidental de la Provincia de El Oro. Quito: Escuela Politécnica Nacional.

Figueroa, J.F. (1995). Aeromagnetic interpretation of the southern terrains of Ecuador and a geophysical interpretation of the Chaucha porphyry copper deposit, Ecuador. Unpub. MSc thesis, Laurentian University, Canadá.

Gaibor, A. (1993). Evaluación Geológica del Yacimiento La Soledad. Tesis previa a la Obtención del Título de Ingeniera en Geología, Universidad Central del Ecuador- Quito.

Gemuts, I., López, G. & Jiménez, F. (1992). Gold deposits of Southern Ecuador. Newsletter of the Society of Economic Geologists, 67, 469-480.

Gold, R. (1998). Chaucha prospect, SW Ecuador: Billiton drill results, mineralization model and proposed topics for further research at Leicester University. Billiton Unpub. Int. Rep.

Goossens, P.J. (1972). Metallogeny in Ecuadorian Andes. Economic Geology, 67, 458-468. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.4.458

Goossens, P.J. & Hollister, V.F. (1973). Structural Control and Hydrothermal Alteration Pattern of Chaucha Porphyry Copper. Mineralium Deposita, 8, 321-331. https://doi.org/10.1007/BF00207515

Grant, J.A. (1986). The isocon diagram: a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 81, 1976-1982. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.8.1976

Guisamano, J. (1982). Proyecto Balzapamba, Exploración Geológico-Minero en el área 'El Torneado', Informe Anual, 1982. DGGM, Quito.

Gustafson, L.B. (1978). Some major factors of porphyry copper genesis. Economic Geology, 73, 600-607. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.5.600

Gustafson, L.B. & Hunt, J.P. (1975). The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile. Economic Geology, 70, 857-912. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857

Harrington, J. (1957). Varios aspectos de sus investigaciones de las posibilidades mineras en las provincias del Azuay y Cañar. Archivo SNGM - Informe II - 665 - I.

Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P. & Foley, N.K. (1985). Geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. En: B.R. Berger & P.M. Bethke (eds.) Geology and geochemistry of epithermal systems. Rev. Economic Geology, 2, 129-168.

Heald, R., Foley, N.K. & Hayba, D.O. (1987). Comparative Anatomy of Volcanic-Hosted Epithermal Deposits: Acid-Sulfate and Adularia-Sericite. Economic Geology, 82, 1-26.

Hedenquist, J.W., Izawa, W., Arribas, A. Jr. & White, N.C. (1996). Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. Resource Geology Special Publication Number 1, (Society of Resource Geology; Tokyo).

Hemley, J.J., Cygan, G.C., Woo, C.L. & d'Angelo, W.M. (1987). Exploratory studies on metal sulfide solubilities in buffered systems: Implications to zoning in ore deposits. Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs, 19, p. 699.

Henderson, W.G. (1981). The Volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. Newsl. Stratigr., 9, 157-168.

Henley, R.W. (1991). San Gerardo-Las Minas prospect. Unpub. Rep. ODIN Mining International Inc.

Henley, R.W. (1993). Epithermal gold deposits in volcanic terranes. En: R.P. Foster (ed.), Gold Metallogeny and Exploration. Blackie and Son, Glasgow, U.K., p. 133-164.

Henstridge, D.A. (1992). Chaucha Copper Deposit. Unpub. Rep., Kookaburra Gold Corp.

Hollister, V.F. (1977). Metallogenic provinces of the Cordillera of North and South America. - Discussion. Mineralium Deposita, 12, 239-240. https://doi.org/10.1007/BF00206030

Hudson, W.C. (1924). Preliminary report on Minas Nuevas. Unpub. Rep., Portovelo Mina Office, Ecuador.

Hughes, R. & Bermudez, R. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00' and 1°00'S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información Cartográfica y Geológica (PICG) Report No 1, CODIGEM-BGS.

Hulin, C.D. (1948). Factors in the localization of mineralized districts. Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers Trans., 178, 36-52.

Hume, C.B. (1946). Special geological and ore-reserve report. Unpub. Rep. Portovelo Mine Office, Ecuador.

INEMIN (1986). Investigación Histórica de la Minería en el Ecuador. Ministerio de Energía y Minas, Quito (3 tomos).

INEMIN - AGCD - ABOS (Misión Belga) (1988). Proyecto de Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador, Informe Final Interno. 103-108 pp., 1 mapa.

INEMIN & AGCD (1989). Estudio del Yacimiento de Cobre Porfídico de Chaucha. Informe Final no publicado, 339 p. & 415 figs. y tablas.

INEMIN & AGCD (1990). Proyecto Noroccidente. Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador. Informe final de la fase III. Quito.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Berranes, G., Bengston, P., Bonhamme, M., Jiménez, N. & Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during late Cretaceous and early Tertiary times. Journal of South American Earth Sciences, 9, 131-140. https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00033-8

Japan International Cooperation Agency (1989). Report on the mineral exploration of the Bolívar area, Republic of Ecuador, Phase I. CODIGEM, Quito.

Japan International Cooperation Agency (1990). Report on the mineral exploration of the Bolívar area, Republic of Ecuador, Phase II. CODIGEM, Quito.

Japan International Cooperation Agency (1991). Report on the mineral exploration of the Bolívar area, Republic of Ecuador, Phase III. CODIGEM, Quito.

JICA/MMAJ (1992). Report on the cooperative mineral exploration in the Junín area, Republic of Ecuador.

JICA/MMAJ (1993). Report on the cooperative mineral exploration in the Junín area, Republic of Ecuador.

JICA/MMAJ (1994). Report on the cooperative mineral exploration in the Junín area, Republic of Ecuador (Consolidated Report).

JICA/MMAJ (1995). Report on the mineral exploration in the Junín and Cuellaje area, Republic of Ecuador (Phase I).

JICA/MMAJ (1996). Informe final sobre la exploración mineral de cooperación técnica en las áreas de Junin y Cuellaje, República del Ecuador.

JICA/MMAJ (1997). Informe final sobre la exploración mineral de cooperación técnica en el área de Imbaoeste, República del Ecuador.

JICA/MMAJ (1998). Informe final sobre la exploración mineral de cooperación técnica en el área de Imbaoeste, República del Ecuador.

Jarrell, O.W. (1940). The mineralization possibilities of the rhyolite in the Zaruma district. Unpub. Rep. Portovelo Mine Office, Ecuador.

Jerome, S.E. (1966). Some features pertinent in the exploration of porphyry copper deposits. En: S.R. Titley & C.L. Hicks (eds.), Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America: University of Arizona Press, Tucson, AZ, 75-85.

Keith, S.B. & Swan, M.M. (1995). Tectonic setting, petrology, and genesis of the Laramide porphyry copper cluster of Arizona, Sonora, and New Mexico. En: Geology and Ore Deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium, 1667-1747.

Kennerley, J.B. (1973). Geology of Loja Province, Southern Ecuador. Institute of Geological Sciences, Overseas Division, Report 23, 34p.

Kennerley, J.B. (1980). Outline of the Geology of Ecuador. Institute of Geological Sciences: Overseas Geology and Mineral Resources, 58, 17p.

Kennerley, J.B. & Almeida, L. (1975). Mapa geológico del área de Loja. Dirección General de Geología y Minas, Quito.

Kizuka, S., Sato, K., Shinohara, K. & Adachi, K. (1980). Descripción detallada de minas investigadas en el Ecuador. Resources Development Cooperation Association, SNGM - Archivo Técnico 4.1. MJ.

Kriox, N.B. (1944). Special Report No 72. Unpub. Rep. Portovelo Mine Office, Ecuador.

Lang, J.R., Stanley, C.R., Holbeck, P.M. & Blower, S. (1993). New observations in the Copper Mountain alkalic porphyry Cu-Au district, southern British Columbia (abstr.): Program with Abstracts - Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada & Canadian Geophysical Union Joint Annual Meeting, 19, p61.

Litherland, M. (1987). Second annual report, Cordillera Real Geological Research Project. Ministerio de Energía y Minas, República del Ecuador.

Litherland, M. (1988). Proyecto Cordillera Real - Informe Anual de Labores 1987.

Litherland, M. & Aspden, J.A. (1992). Terrane-boundary reactivation: A control on the evolution of the Northern Andes. Journal of South American Earth Sciences, 5, 71–76. https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90060-C

Litherland, M., Aspden, J.A., Bermúdez, R., Viteri, F. & Pozo, M. (1990). The Geology and Mineral Potential of the Cordillera Real. Report for Overseas Development Administration, United Kingdom; and Ministry of Energy and Mines, Republic of Ecuador.

Litherland, M., Aspden, J.A. & Eguez, A. (1993). The geotectonic evolution of Ecuador in the Phanerozoic. Abstract of the symposium on Andean Geodynamics, Oxford, 215–218.

Litherland, M., Aspden, J.A. & Jemielita, R.A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. British Geological Survey Overseas Memoir 11, 147 p. https://doi.org/10.1017/S0016756897297657

Litherland, M. & Zamora, A. (1993). Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1.000.000.

Locke, A. (1926). The formation of certain ore bodies by mineralization stoping. Economic Geology, 21, 431–453. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.21.5.431

López, E., Merlyn, M., Puig, C. & Van Thournout, F. (1983). Chaucha: Caso típico del modelo clásico de pórfido cuprífero. Unpub. Rep. Belgian Mission.

Lowell, J.D. (1968). Geology of the Kalamazoo orebody, San Manuel district, Arizona. Economic Geology, 63, 645–654. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.6.645

Lowell, J.D. (1974). Regional characteristics of Porphyry Copper Deposits of the Southwest. Economic Geology, 69, 601–617. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.5.601

Lowell, J.D. & Guilbert, J.M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Economic Geology, 65, 373–408. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.65.4.373

MacLean, W.H. & Kranidiotis, P. (1987). Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology, 82, 951–962. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.4.951

MacLean, W.H. & Barrett, T.J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile elements. En: E.L. Hoffman et al. (eds.), Deep Exploration using lithogeochemistry, Journal of Geochemical Exploration, 48, 109–133. https://doi.org/10.1016/0375-6742(93)90002-4

Marikovsky, Z. (1958). Estudio Geológico-Minero sobre la mina Cerro de Oro (Ayapamba). Distrito Minero Cantón Zaruma, Ecuador. C.I.M.A. S.A. Portovelo.

McBirney, A.R. (1963). Breccia pipes near Cameron, Arizona: discussion. Geol. Soc. America Bull., 74, 227–232. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[227:BPNCAD]2.0.CO;2

McCourt, W.J., Aspden, J.A. & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society, London, 141, 831–845. https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831

McCourt, W., Duque, P. & Pilatasig, L. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1°00′ and 2°00′S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información Cartográfica y Geológica (PICG), Report No 3.

McGonigle, F. (1928). Report on Zaput property, Ayapamba district. Unpub. Rep., Portovelo Mine Office, Ecuador.

McIver, W.R. (1924). Report on the Minas Nuevas-Malvas district. Unpub. Rep., Portovelo Mine Office, Ecuador.

McMillan, W.J. & Panteleyev, A. (1988). Porphyry Copper Deposits. En: R.G. Roberts & R.A. Sheahan (eds.), Ore Deposit Models: Geoscience, Canadá Reprint Series 3, Geological Association of Canadá, 45–58; también en Geoscience Canadá, 7, No 2, 52–63.

Merlyn, M., Mosquera, L., Barragán, J., Paladines, M., Endara, I. & Ruilova, J. (1996). Informe final del Programa de Asistencia Técnica a la Cooperativa Bella Rica, Tomo 1: Geología y Minería. Proyecto Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador, Misión Belga-CODIGEM, 77 p.

Misión Belga (1986). Informe Final, Estudio de Yacimiento de Cobre Porfídico de Chaucha. CODIGEM, Quito.

Misión Belga (1989a). Informe de evaluación técnica preliminar del área minera Portovelo. Proyecto del sector minero en el Ecuador. INEMIN/AGCD.

Misión Belga (1989b). Informe de evaluación técnica complementaria del área minera Portovelo. Proyecto del sector minero en el Ecuador. INEMIN/AGCD.

Misión Belga (1989c). Estudio del yacimiento de cobre porfídico de Chaucha. Ecuador. Open File Report, INEMIN, Quito, 334 p (unpub.).

Mitchell, A.H.G. & Garson, M.S. (1976). Mineralization at plate boundaries. Minerals Sci. Engng., 8, 129–169.

Mohling (1994). Fierro Urcu. Unpub. Int. Rep. Newmont Overseas Expl. Ltd.

Mountain States R & D International (1993). Mineralogical Report on Diamond Drill Cores from Chaucha Copper Deposit. Unpub. Rep., Kookaburra Gold Corp.

Müller-Kahle, E. (1972). Geochemische Untersuchungen am ‘Porphyry Copper’ Vorkommen Chaucha, Ecuador. Erzmetall Band. 25, 275–281.

Müller-Kahle, E. & Damon, P.E. (1970). K-Ar age of Biotite Granodiorite Associated with Primary Cu-Mo Mineralization at Chaucha, Ecuador. En: Damon P.E.; Correlation and Chronology of Ore Deposits and Volcanic Rocks. U.S. Atomic Energy Comm. Ann. Prog. Rep. CC-689-130 (Tuscon Univ. Arizona) 46–48.

Murton, J.W. (1995). Geological, geochemical and geophysical exploration program. Unpub. Rep. Ecuadorian Copperfields.

Mutschler, F.E. & Mooney, T.C. (1993). Precious metal deposits related to alkalic igneous rocks: provisional classification, grade-tonnage data and exploration frontiers. En: R.V. Kirkham et al., (eds.), Mineral deposit modelling. Special Paper Geological Association of Canadá, 40, 479–520.

Nesbitt, B.E. (1988). Gold deposit continuum: a genetic model for lode Au mineralization in the continental crust. Geology, 16, 1044–1048.

Norton, D.L. & Cathles, L.M. (1973). Breccia pipes – products of exsolved vapor from magmas. Economic Geology, 68, 540–546. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.4.540

Overseas Mineral Resources Development Co. (1972). Prospecting in the Chaucha Licence area. Unpub. Rep., OMRD, Tokyo.

Page, R.W. & McDougall, I. (1972). Ages of mineralization of gold and porphyry copper deposits in the New Guinea Highlands. Economic Geology, 67, 1034–1048. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.8.1034

Paladines, A. & Rosero, G. (1996). Zonificación mineralogénica del Ecuador. Laser Editores, Quito.

Pantaleyev, A. (1995). Porphyry Cu-Au: (alkalic); Porphyry Cu+/-Mo+/-Au. En: Lefebure, D.V. & Ray, G.E. (eds.), Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Vol. 1, Metallics and Coal. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20, 83–91.

Parsons, A.B. (1933). The porphyry coppers. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, Inc., New York, NY, 581 p.

Paterson, I.A. (1994). Guabisay. Project Termination Report. Informe interno para Comineo, 5 p.

Perry, V.D. (1961). The significance of mineralized breccia pipes. Mining Eng., 13, 367–376.

Pilger, R.H. (1983). Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. En: Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs. American Geophysical Union, Geodynamics Ser. 9, 113–126.

Pratt, W.T., Figueroa, J.F. & Flores, B.G. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información Cartográfica y Geológica (PICG) Report No 1, CODIGEM-BGS.

Puig, C. (1988). Peggy I and II Mining Properties. Private Report for Armeno Resources Inc.

Puig, C. (1989). Peggy II Property. Geological-Geochemical Prospecting. Private Report for Armeno Resources Inc. 10 p. 4 tablas análisis. 9 mapas.

Putzer, A. & Schneider, A. (1958). Informe sobre investigaciones de yacimientos en el Ecuador. Misión Alemana, 2da. Parte. SNGM - Archivo Técnico.

Quevedo, L. (1986). Informe técnico de la comisión de servicios a Fierro Urcu en la Provincia de Loja. INEMIN, Quito, Memorando No 4814.

Rhoden, H.N. (1996). Appraisal of Chaucha claims and recommended exploration program. Unpub. Rep., Ecuadorian Minerals Corp.

Rhon-Dávila, J. (1984). Área de La Tigrera. Informe en la Etapa de Prospección para la Cooperativa 6 de Octubre.

Rhon-Dávila, J. (1996). Campo Metalífero Cuarzo-Aurífero La Tigrera (Provs. Azuay y El Oro). Tomo II Minería y Geotécnica. Memoria del Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos. CIGMYP. Quito.

Riggs, W.A. (1938). Report on exploratory investigation of the Pillacela-Roma district and the Quebrada Honda. Unpub. Rep., Portovelo Mine Office, Ecuador.

Río Amarillo Mining Ltd. (1994). Guabisay Gold Prospect. Ecuador. Informe interno. 8 p.

Rodríguez, E. & Benalcázar, J. (1995). Evaluación Geológica del Sector Mineralizado Gigantones-Guabisay, informe no publicado. 14 p.

Rodríguez, C.A. & Zamora, A. (1984). Informe de comisión realizada al área Fierro Urcu a partir del 13 de febrero al 3 de marzo de 1984. DGGM, Quito, Memorando No 1559.

Rogers, J.J.W., Burchfiel, B.C., Abbott, E.W., Anepohl, J.K., Ewing, A.H., Koehnken, P.J., Novitsky-Evans, J.M. & Talikdars, S.C. (1974). Paleozoic and Lower Mesozoic Volcanism and Continental Growth in the Western United States. Geological Society of America, Bull., 85, 185–188.

Rose, A.W. (1970). Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits. Economic Geology, 65, 920–936.

Rose, A.W. & Burt, D.M. (1979). Hydrothermal alteration. En: Barnes, H.J. (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Wiley-Interscience, p. 173–235.

Rosero, G. (1998?). La Tigrera, Reporte N° 1, informe no publicado de la Compañía Minera El Altar, 33 p., 8 anexos.

Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A. & Fernández, R.R. (1997). Jurassic epithermal Au–Ag deposits of Patagonia, Argentina. Ore Geology Reviews, 12, 173–186.

Scherkenbach, D.A., Sawkins, F.J. & Seyfried, W.E. Jr. (1985). Geologic, fluid inclusion, and geochemical studies of the mineralized breccias at Cumobabi, Sonora, México. Economic Geology, 80, 1566–1592. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1566

Schneider-Sherbina, A. (1958). Beitrag zur Bewertung und Planung des Portovelo-Goldbergbaues. Informe Misión Alemana - Parte especial.

Sibson, R.H. (1986). Earthquakes and lineament infrastructures. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A317, 63–79. https://doi.org/10.1098/rsta.1986.0110

Sillitoe, R.H. (1972a). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Economic Geology, 67, 184–197. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.2.184

Sillitoe, R.H. (1972b). Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. Geological Society of America Bulletin, 83, 813–818. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[813:ROMPIW]2.0.CO;2

Sillitoe, R.H. (1973). The tops and bottoms of porphyry copper deposits. Economic Geology, 68, 799–815. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.6.799

Sillitoe, R.H. (1975). Subduction and porphyry copper deposits in southwestern North America. Economic Geology, 70, 1474–1477.

Sillitoe, R.H. (1985). An overview of ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. Economic Geology, 80, 1467–1514. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1467

Sillitoe, R.H. (1988). Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. Journal of South American Earth Sciences, 1, 89–108. https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90018-1

Sillitoe, R.H. (1993). Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications. En: R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe & J.M. Duke (eds.), Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada Special Paper 40, 465–478.

Sillitoe, R.H. (1995). Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the circum-Pacific region during the last 25 years. Metal Mining Agency of Japan.

Sillitoe, R.H. (1996). Comments on the Gaby Gold Prospect, Ecuador. Unpub. Rep. Ecuadorian Minerals Corporation, 10p.

Sillitoe, R.H., Jaramillo, L., Damon, P.E., Shafiquillah, M. & Escovar, R. (1982). Setting, characteristics, and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. Economic Geology, 77, 1837–1850. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.8.1837

Smith, L.A. (1996). Tres Chorreras Project Including Tres Chorreras, Narihuiña & La Antena Properties, Grantmining Internal Report, 10p., 3 mapas, 1 tabla geoqu.

Snelling, N. (1970). K-Ar determinations on samples from Ecuador. Int. Rep. Institute of Geological Sciences, London. También en: Bristow & Hoffstetter (1977) Lexique Stratigraphique International Volume V Amerique Latine - Fase 5 a 2, Ecuador. Centre International de la Recherche Scientifique.

Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences, 11, 211–216.

Spindler, J.P. & Herrera, J.I. (1959a). Reconocimiento geológico de la zona mineralizada de Fierro Urcu, Provincia de Loja. Misión Franco-Ecuatoriana, Dirección de Minas e Hidrocarburos, Quito.

Spindler, J.P. & Herrera, J.I. (1959b). Reconocimiento geológico de la zona mineralizada de Sigsig (Provincia de Azuay). Misión Geológico-Minera Franco-Ecuatoriana, Informe N° 9.

Stanley, C.R. & Madeisky, H.E. (1994). Lithogeochemical exploration for metasomatic haloes around mineral deposits using Pearce element ratio analysis (abstr.). En: Program with Abstracts - Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada & Canadian Geophysical Union Joint Annual Meeting 1993, p. 99, Edmonton, AB, Canadá.

Stevenson, W.G. (1993a). Guabisay Gold Prospect, Ecuador, Rio Amarillo Mining internal report, 8p., 5 mapas.

Stevenson, W.G. (1993b). Guabisay Gold Prospect, Ecuador. Working Hypothesis, Informe interno para Río Amarillo. 4p.

Sutherland Brown, A. (Ed.) (1976). Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Vol. 15, 510p.

Titley, S.R. (1993). Characteristics of porphyry copper occurrence in the American Southwest. En: R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe & J.M. Duke (eds.), Mineral Deposit Modelling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, p. 433–464.

Thompson, A.J.B. & Thompson, J.F.H. (1996). Atlas of Alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. K.P.E. Dunne (ed.). Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Alpine Press Ltd, Vancouver, BC, p. 119.

United Nations Development Programme (1969). Survey of metallic and non-metallic minerals: Gold and base metal sulphides. Operation No. 2, Portovelo. Technical Report No. 2, Annex No. 2. Published in Spanish as: Publicación de la Dirección General de Geología y Minas, Quito No. 8.

United Nations Development Programme (1972). Survey of metallic and non-metallic minerals Phase II: Exploration for metallic minerals in southern Ecuador (Operation No. 8, Loja-El Oro). Follow-up evaluation of geochemical anomalies. Technical Report No. 14.

Van Thournout, F. (1991). Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian Northwestern Cordillera: Metallogenic and geodynamic implications. Unpublished Ph.D. thesis, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium.

Van Thournout, F. & Guzmán, J. (1989). Brechas hidrotermales relacionadas con posibles centros eruptivos en los volcánicos Tarqui cerca de Angas, Azuay, Ecuador. Pliotec. Monogr. Geol., 6, 7–31.

Van Thournout, F., Valenzuela, G., Merlyn, M. & Salemink, J. (1991). Portovelo: mineralización epitermal en relación con una caldera riolítica. Boletín Geológico Ecuatoriano, 2, 13–26.

Van Thournout, F., Salemink, J., Valenzuela, G., Merlyn, M., Boven, A. & Muchez, P. (1996). Portovelo: a volcanic-hosted epithermal vein-system in Ecuador, South America. Mineralium Deposita, 31, 269–276.

Viteri, F. & Aspden, J.A. (1988). Informe técnico de comisión realizada del 9 de noviembre al 4 de diciembre de 1987 a las provincias de Azuay y Morona-Santiago. INEMIN, N° 0514, febrero 1.

Walker, R.T. (1928). Mineralized volcanic explosion pipes. Engineering and Mining Journal, 126, 895–898, 939–942, 976–984.

Wallis, F.B. (1946). Reconnaissance survey of contact between metamorphics and volcanics, Province of El Oro. Unpublished Report, Portovelo Mine Office, Ecuador.

Warnaars, F.W., Holmgren, D. & Barassi, F. (1985). Copper and tourmaline breccias at Los Bronces-Río Blanco, Chile. Economic Geology, 80, 1544–1565. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1544

West, B., Smith, G. & Bolaños, J. (1997). Soil Sampling Program of the Tres Chorreras Mining.

Williams, S. (1995). Petrographic study of selected core from Naranjos. Unpublished Report, Ecuadorian Minerals Corporation.

Williams, T.M., Gaibor, A. & Dunkley, P.N. (1997). Geochemical reconnaissance survey of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00' and 3°00' South. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información y Cartografía Geológica, Report No. 7.

Williams, T.M., Gaibor, A. & Dunkley, P.N. (1998). Geochemical reconnaissance survey of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00' South. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información y Cartografía Geológica, Report No. 8.

Williams, T.M. & Gunn, A.G. (1999). Enzyme leach soil survey of the Llano Largo epithermal gold prospect, Azogues. PRODEMINCA Technical Report EDM-99-03. Quito, Ecuador.

Williams, T.M., Dunkley, P.N., Cruz, E., Acitimbay, V., Gaibor, A., López, E., Báez, N. & Aspden, J.A. (1999). Regional geochemical reconnaissance of the Cordillera Occidental of Ecuador: economic and environmental applications. Applied Geochemistry, 15, 531–550.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325–343. https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2

Wright, F.D. (1993). Preliminary engineering study of the Chaucha copper prospect. Unpublished Report, Kookaburra Gold Corp.

Yantis, L. (1943). Revisión general y sumario de las exploraciones de los trabajos de exploración efectuados en el Ecuador por la South American Development Company. SNGM, Informe Y-532-2.

Yeager, J.R., Clark, J.R., Mitchell, W. & Renshaw, R. (1998). Enzyme leach anomalies associated with deep Mississippi Valley-type zinc ore bodies at the Elmwood Mine, Tennessee. Journal of Geochemical Exploration, 61, 103–113.

Zamora, A. (1983). Informe técnico de actividades sobre la comisión a Fierro Urcu, Provincia de Loja. DGGM, Quito, Memorando No. 4820.

JUNIO 2000